



**CONTRÔLES VOLCANIQUES, HYDROTHERMAUX ET STRUCTURAUX SUR LA NATURE ET
LA DISTRIBUTION DES MÉTAUX USUELS ET PRÉCIEUX DANS LES ZONES MINÉRALISÉES
DU PROJET B26, COMPLEXE VOLCANIQUE DE BROUILLAN, ABITIBI, QUÉBEC**

Par

Quentin Fayard

M.Sc., Ing. Jr.

Mémoire présenté à l'Université du Québec à Chicoutimi comme exigence partielle de la Maîtrise
(1666) en géologie et génie géologique (profil recherche)

Québec, Canada

© Droits réservés de *Quentin Fayard*, 2020

RÉSUMÉ

Les gîtes minéraux de type sulfures massifs volcanogènes (SMV) sont des dépôts sulfurés polymétalliques hydrothermaux formés en environnement sous-marin depuis l'Archéen jusqu'à aujourd'hui. Certains de ces SMV sont enrichis en métaux précieux (p. ex : Au et Ag). Cet enrichissement en Au et en Ag, très variable d'un gisement à l'autre, est moins bien compris car il fait intervenir des processus agissant à différentes échelles (district, gisement, lentille) et à des degrés d'implication différents, durant et après l'activité hydrothermale. La ceinture de roches vertes archéennes de l'Abitibi, au Québec et en Ontario, est connue pour abriter un bon nombre de ces gisements particulièrement enrichis en Au. En plus de permettre le développement de modèles génétiques améliorés, une meilleure connaissance de ces gisements permet également l'amélioration des guides d'exploration.

Cette étude se concentre sur le gîte B26, lequel est détenu à 100% par la compagnie SOQUEM. Le gîte B26 se situe dans la portion nord-ouest de la Sous-province de l'Abitibi, au sein du Complexe volcanique de Brouillan. Les ressources sont estimées à 11,4 Mt à une teneur moyenne de 1,52% Cu, 1,19% Zn, 0,78 g/t Au, et 30 g/t Ag, ce qui fait du gîte B26 un dépôt relativement similaire aux autres gisements de même type en Abitibi. Cependant, le gîte B26 est caractérisé par un enrichissement considérable en Au et en Ag dans des secteurs spécifiques, montrant un fort découplage entre les zones à Cu-Au et à Zn-Pb-Ag. Sa proximité avec le Pluton synvolcanique de Brouillan et le gisement de classe mondiale Selbaie, interprété comme étant de nature épithermale, en font un cas d'étude pertinent pour mieux comprendre les contrôles sur l'enrichissement et la distribution des métaux précieux dans les gîtes de type SMV archéens. Ce projet de maîtrise vise donc à déterminer les principaux facteurs primaires et/ou secondaires exerçant un contrôle sur la distribution et la géométrie des zones minéralisées enrichies en métaux précieux du gîte B26.

Plus spécifiquement, le gîte B26 est caractérisé par une partie inférieure discordante à la stratigraphie composée de veines de chalcopryrite (i.e., Zone à cuivre) enrichies en Au (i.e., ~1 ppm en moyenne et jusqu'à 55 ppm). La Zone à cuivre est surmontée par des minéralisations concordantes composées de sulfures massifs à disséminés et en veinules, dominées par un assemblage de sphalérite-pyrite-galène enrichi en Ag (i.e., Zone à zinc principale : ~100 ppm Ag en moyenne et jusqu'à 800 ppm; et Zone à zinc supérieure : ~138 ppm Ag en moyenne et jusqu'à 2000 ppm). Les roches volcaniques hôtes du gîte B26, ainsi que les zones minéralisées, ont subi un fort raccourcissement N-S lors de l'épisode principal de déformation régionale marqué par une schistosité principale (S_p) à pendage abrupt vers le sud à subverticale (i.e., 87°S) de direction E-O et par une linéation d'étirement (L_p) plongeant à 65° vers le SO.

Le gîte B26 est encaissé dans une séquence de roches volcaniques et intrusives qui a été basculée lors de la déformation et dont le sommet est maintenant vers le sud. La séquence volcanique est informellement divisée en un membre inférieur, à la base, composé d'unités andésitiques intercalées de dômes dacitiques, et un membre supérieur, situé stratigraphiquement au-dessus (i.e., au sud). Le membre supérieur est composé principalement de trois unités rhyolitiques (i.e., rhyolite A, rhyolite B, et rhyolite C) d'affinité magmatique calco-alcalines (type FII). Ces rhyolites forment des filons-couches, dômes et/ou coulées (facies massifs et volcanoclastiques associés) mis en place à environ 2728 Ma, un âge contemporain au Pluton de Brouillan et à la rhyolite encaissant le gisement Selbaie. La rhyolite A et une partie de la rhyolite B encaissent les zones minéralisées de B26 et sont donc contemporaines au développement de la période fertile du système hydrothermal. La rhyolite C, située au sommet de l'édifice, marque la fin du volcanisme felsique, et la déposition de roches sédimentaires et de filons-couches et coulées andésitiques, coïncidant probablement avec la phase de déclin du système hydrothermal.

Les roches de l'éponte inférieure du gîte sont affectées par un large et intense halo d'altération sub-concordant divisé en deux assemblages d'altération principaux (i.e., séricite-chlorite et séricite-quartz-pyrite). L'assemblage à séricite-chlorite, associé à la Zone à cuivre, est caractérisé par des pertes en Na_2O , K_2O , et en éléments des terres-rares (ETR) légers et des gains en Fe_2O_3 et MgO . Les roches de l'éponte supérieure sont caractérisées par une altération de très faible intensité dominée par le quartz, le feldspath-k (proximal), et l'albite (distal), avec toutefois localement dans les niveaux une altération d'intensité modérée à séricite-(chlorite)-albite-carbonate. Une altération en carbonates riches en Fe-Mn-(Mg) se retrouve dans la gangue des minéralisations sulfurées ainsi que plus largement dans l'éponte supérieure sous forme de veines, brèches, et zones de remplacement.

L'or se retrouve sous forme native et d'électrum riche en Au, et est directement associé à d'autres éléments tels le Cu, Bi, Se, et Sn dans la Zone à cuivre (i.e., chalcoppyrite, bismuth natif, bismuthinite, laitakarite, ikonolite, stannite, et cassitérite). L'argent est quant à lui incorporé dans plusieurs minéraux (i.e., freibergite, argent natif, allargentum, pyrargyrite, et acanthite) aux sein des zones à zinc principale et supérieure.

Ainsi, bien que l'empilement volcanique qui encaisse le gîte B26 ait été basculé vers le sud et déformé (i.e., aplatissement, étirement, et transposition dans S_p), la reconstitution de l'architecture volcanique et hydrothermale du gîte a permis de conclure que les caractéristiques primaires ont été partiellement préservées. La géométrie d'ensemble du système minéralisé, comprenant des filonnets de chalcoppyrite enrichis en Au (i.e., Zone à cuivre) associés à un halo de séricite-chlorite sub-concordant à légèrement discordant, situés sous les zones minéralisées concordantes dominées par l'assemblage sphalérite-pyrite-galène enrichi en Ag (i.e., Zones à zinc principale et supérieure), est typique de certains gisements de SMV archéens et plus jeunes. Par conséquent, l'association minéralogique et spatiale des métaux précieux avec les zones sulfurées permettent de suggérer une introduction synvolcanique de l'Au et de l'Ag dans le système.

L'étude détaillée des minéralisations (i.e., minéralogie, géochimie des éléments traces, distribution spatiale des zonations métalliques, chimie des pyrites) a permis de documenter les facteurs impliqués dans la distribution et l'enrichissement des métaux précieux. L'or a probablement été transporté sous forme de chloro-complexe (AuCl_2^-) à haute température ($325\text{--}375^\circ\text{C}$), alors que l'Ag a probablement plutôt été transporté sous forme de thio-complexe ($(\text{Ag}(\text{HS})_2^-)$) à basse température ($< 275^\circ\text{C}$) dans des fluides plutôt oxydants ayant un faible rapport $\Sigma\text{Bi}/\Sigma\text{Sb}$. Bien qu'aucune évidence d'ébullition n'ait été répertoriée, le fort découplage des métaux (Au-Cu vs Zn-Pb-Ag) et l'important gradient vertical de la minéralisation à Cu laissent suggérer un mode de précipitation largement contrôlé par la courbe d'ébullition de l'eau de mer. La signature en éléments d'affinité magmatique (p. ex. : Bi, Se, Sn) dans la Zone à cuivre, l'étroite association minéralogique Au-Bi, l'absence de roches sédimentaires dans les roches lessivées, ainsi que l'association spatiale et temporelle avec le Pluton synvolcanique de Brouillan et le gisement de style épithermal de Selbaie, sont autant d'éléments en faveur d'une contribution magmatique dans le système hydrothermal.

Bien que l'introduction des métaux précieux soit synvolcanique, les différentes textures diagnostiques de remobilisation mécanique et chimique documentées, ainsi que la distribution spatiale des métaux, souligne l'action de la déformation et du métamorphisme sur la distribution de l'Au et de l'Ag. Dans la Zone à cuivre, l'Au est remobilisé (échelle locale) le long de corridors étroits parallèles à la linéation d'étirement principale. L'argent est également remobilisé (cm à m), notamment par des processus chimiques (p. ex. : solubilisation). Cela entraîne une recristallisation des phases argentifères participant à l'augmentation considérable des teneurs en Ag dans certains types de minéralisation (i.e., veines de percement polymétalliques, microveinules argentifères).

Enfin, ce projet a permis de raffiner les modèles génétiques pour les SMV riches en métaux précieux, et de générer des guides d'exploration applicables notamment pour l'exploration dans le complexe de volcanique de Brouillan.

Mots clés : B26, Selbaie, Complexe volcanique de Brouillan, Groupe de Brouillan, Abitibi, Archéen, SMV, VMS, métaux précieux, SMV déformé

LISTE DES ABRÉVIATIONS

1274-17-259 : N°Projet-Année-N°Forage

Ab : Albite

Ak : Ankérite

Amy : Amygdalaire

Cb : Carbonate

C_c : Clivage de crénulation

Chl : Chlorite

cm : centimètre

CVB : Complexe Volcanique de Brouillan

diss. : disséminé

Dol : Dolomie

p. ex. : : *pour/par exemple*

Ech. : Échantillon

EDS : *Energy Dispersive X-ray Spectroscopy*

Ep : Épidote

E-O : Est-Ouest

ETR : Éléments de Terres Rares

Fp : Feldspath

Fp-k : Feldspath potassique

g/t : gramme par tonne

i.e. : *id est*

LA-ICP-MS : *Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer*

LD : Limite de Détection

L_p : Linéation d'étirement principale

m : mètre

Ma : million d'année

MEB : Microscope Électronique à Balayage

µm : micromètre

mm : millimètre

(Mn)- : riche en manganèse

Mt : Magnétite

Mt @ : Millions de tonnes

N-S : Nord-Sud

PAF : Perte Au Feu

Pcx : Phénocristaux

Pist : Pistomésite

Por : Porphyrique

ppm : partie par million

Qz : Quartz

Rhy : Rhyolite

SD : Sulfures disséminés

Ser : Séricite

Sidp : Sidéroplesite

SHT : Sillon Harricana-Turgeon

SMV : Sulfures Massifs Volcanogènes

SMV-Au-Ag : Sulfures Massifs Volcanogènes enrichis en Au et Ag

SSMV : Sulfures Semi-Massifs Volcanogènes

SOQUEM : Société Québécoise d'Exploration Minière

S_p : Schistosité principale

Stilp : Stilpnomélane

SV350 : Schistes verts 350°C (norme)

V1D : Dacite

V1TX : Tuf felsique à cristaux

V2J : Andésite

V2TL : Tuf intermédiaire à lapilli

ZVN : Zone Volcanique Nord

ZVS : Zone Volcanique Sud

>> Note : Les abréviations relatives à la minéralogie des zones minéralisées sont énumérées au Tableau 4.2 (Chapitre 4)

TABLE DES MATIÈRES

RÉSUMÉ.....	III
LISTE DES ABRÉVIATIONS.....	VI
TABLE DES MATIÈRES.....	VIII
LISTE DES TABLEAUX	XIV
LISTE DES FIGURES.....	XV
REMERCIEMENTS.....	XXIII
AVANT-PROPOS	XXIV
1 CHAPITRE 1 : INTRODUCTION	1
1.1 Problématique générale.....	1
1.1.1 Caractéristiques générales des SMV-Au-Ag	2
1.1.2 Contrôles primaires et secondaires sur l'enrichissement et la distribution des métaux précieux	3
1.1.3 Environnement géodynamique favorable et processus impliqués	4
1.1.4 Un continuum SMV-Épithermal	6
1.2 Contexte géologique régional et local	8
1.2.1 Sous-province de l'Abitibi	8
1.2.2 Le sillon Harricana-Turgeon (SHT).....	10
1.2.3 Le Complexe volcanique de Brouillan (CVB).....	13
1.2.3.1 Généralités	13
1.2.3.2 Stratigraphie du Groupe de Brouillan	14
1.2.3.3 Déformation et métamorphisme	14
1.2.3.4 Construction du CVB.....	14
1.2.3.5 Métallogénie du CVB.....	15
1.2.4 Le gîte B26	18
1.2.4.1 Historique de découverte	18
1.2.4.2 Faits saillants sur le gîte.....	19
1.3 Problématique spécifique.....	21

1.4	Objectifs	23
1.5	Méthodologie	24
1.5.1	Échantillonnage	24
1.5.1.1	Unités lithologiques et altérations	24
1.5.1.2	Minéralisations	24
1.5.2	Techniques et protocoles analytiques	25
1.5.2.1	Analyses de roches totales des lithologies	25
1.5.2.2	Analyses de roches totales des minéralisations	26
1.5.2.3	Analyses métaux et multiéléments	26
1.5.2.4	Microsonde	26
1.5.2.5	Microscope électronique à balayage	27
1.5.2.6	LA-ICP-MS	27
1.5.3	Méthodologie spécifique à l'objectif 1	29
1.5.4	Méthodologie spécifique à l'objectif 2	29
1.5.5	Méthodologie spécifique à l'objectif 3	30
1.5.6	Méthodologie spécifique à l'objectif 4	31
1.5.7	Méthodologie spécifique à l'objectif 5	32
1.5.8	Méthodologie spécifique à l'objectif 6	32
1.5.9	Méthodologie spécifique à l'objectif 7	33
2	CHAPITRE 2 : CARACTERISATION VOLCANOLOGIQUE ET GEOCHIMIQUE DE L'ASSEMBLAGE VOLCANIQUE DE B26	47
2.1	Introduction	47
2.2	Les unités lithologiques hôtes du gîte B26	51
2.2.1	Membre inférieur	52
2.2.1.1	Andésite massive (V2J)	52
2.2.1.2	Tuf intermédiaire à lapilli et/ou bloc (V2TL)	54
2.2.1.3	Unité dacitique (V1D)	56
2.2.1.4	Intrusions intermédiaires (I2)	58
2.2.2	Membre supérieur	61
2.2.2.1	Rhyolite aphyrique (Rhy A)	61
2.2.2.2	Rhyolites et rhyodacites porphyriques	65
2.2.2.3	Les roches sédimentaires	73
2.2.3	Les basaltes et gabbros du Groupe d'Enjalran-Bapst	75

2.2.3.1	Géochimie	75
2.2.4	Géochimie de la rhyolite de Selbaie	76
2.2.5	Éléments de déformation	77
2.3	Pétrogenèse et environnement tectonique.....	79
3	CHAPITRE 3 : ALTERATION HYDROTHERMALE	124
3.1	Choix d'une méthode pour le calcul des bilans de masse	126
3.1.1	Précurseur unique (choisi)	126
3.1.2	Précurseurs multiples modélisés.....	127
3.2	Caractérisation pétrographique et géochimique des altérations du gîte B26 129	
3.2.1	Éponte inférieure de la lentille principale	130
3.2.1.1	Séricite-chlorite.....	130
3.2.1.2	Séricite-quartz-pyrite	132
3.2.1.3	Séricite-(±chlorite)-albite-carbonate	133
3.2.2	Éponte supérieure de la lentille principale	134
3.2.2.1	Feldspath potassique (Fp-K)	134
3.2.2.2	Albitisation	136
3.2.2.3	Altération en carbonates	137
3.3	Distribution spatiale des assemblages d'altération.....	139
3.3.1	Éponte inférieure.....	139
3.3.2	Éponte supérieure.....	141
3.3.3	Indice d'altération en phyllosilicates normatifs.....	142
3.4	Composition chimique des minéraux d'altération	143
3.4.1	Séricite.....	143
3.4.2	Chlorite	144
3.4.3	Carbonate	145
4	CHAPITRE 4 : MINÉRALISATION : GÉOMÉTRIE, TYPOLOGIE, MINÉRALOGIE, ET GÉOCHIMIE	176
4.1	Introduction	176
4.2	Géométrie des zones minéralisées	178
4.2.1	Zone à cuivre (ZC)	178

4.2.2	Zone à zinc principale (ZZP)	178
4.2.2.1	Partie est de la ZZP	179
4.2.2.2	Partie ouest de la ZZP	179
4.2.3	Zone à zinc supérieure (ZZS).....	180
4.2.4	Lentilles satellites 1 et 2	180
4.3	Inventaire des différents types de minéralisation	181
4.3.1	Zone à cuivre	181
4.3.1.1	Filonnets de chalcopryrite	181
4.3.2	Zone à zinc (principale et supérieure)	182
4.3.2.1	Lentille de sulfures semi-massifs à massifs (ZZP).....	183
4.3.2.2	Sulfures disséminés (ZZP, ZZS)	184
4.3.2.3	Veines/stringers de sulfures (ZZP, ZZS).....	185
4.3.2.4	Veines/veinules argentifères (ZZP, ZZS)	187
4.3.3	Lentilles satellites de l'éponte supérieure	189
4.3.3.1	Lentille satellite 1	189
4.3.3.2	Lentille satellite 2.....	190
4.4	Distribution des métaux.....	190
4.4.1	Cuivre	191
4.4.2	Or.....	191
4.4.3	Zinc.....	192
4.4.4	Argent.....	192
4.4.5	Plomb	193
4.4.6	Bilan sur la distribution des métaux :	193
4.5	Minéralogie et textures primaires et secondaires des sulfures et autres phases métalliques	194
4.5.1	Minéraux majeurs	194
4.5.1.1	Pyrite	194
4.5.1.2	Sphalérite	195
4.5.1.3	Chalcopryrite	196
4.5.2	Minéraux mineurs	196
4.5.2.1	Galène	197
4.5.2.2	Pyrrhotite	197
4.5.2.3	Magnétite.....	197

4.5.3	Minéraux en traces	198
4.5.3.1	Phases aurifères	198
4.5.3.2	Phases à Bi-Se-(Sn) de la Zone à cuivre.....	199
4.5.3.3	Sulfosels à Ag-Sb et autres phases argentifères	199
4.5.3.4	Argent natif	200
4.5.4	Bilan sur l'effet de la déformation et du métamorphisme sur la texture des sulfures et autres phases métallifères	201
4.6	Géochimie des minéralisations	203
4.7	Utilisation des éléments semi-volatils comme traceurs de la minéralisation dans les roches encaissantes	205
4.8	Chimie des pyrites.....	207
4.8.1	Signature en éléments traces par type de minéralisation	208
4.8.2	Contrôles sur la distribution des éléments traces dans les pyrites.....	209
4.8.2.1	Sélénium et cobalt.....	210
4.8.2.2	Bismuth et plomb.....	210
4.8.2.3	Cuivre et zinc.....	211
4.8.2.4	Thallium	212
4.8.2.5	Arsenic	212
4.8.2.6	Nickel.....	212
4.8.2.7	Or.....	213
4.8.2.8	Argent	214
4.8.3	Bilan.....	215
5	CHAPITRE 5 : INTERPRETATION ET DISCUSSION	267
5.1	Mise en place de la séquence volcanique hôte du gîte B26.....	267
5.1.1	Première phase : Volcanisme du membre inférieur	267
5.1.2	Seconde phase : Début du volcanisme felsique (Rhyolite A).....	268
5.1.3	Troisième phase : Mise en place de la rhyolite B	269
5.1.4	Quatrième phase : Épisode volcano-sédimentaire marquant la fin du volcanisme felsique	270
5.1.5	Nature du contact Brouillan–Enjalran-Bapst, et implication géochronologique	271
5.2	Considérations pétrographiques, géochimiques et pétrogénétiques	273

5.2.1	Analogies entre les roches encaissantes du gîte B26 et du gisement Selbaie	273
5.2.2	Pétrogenèse des roches volcaniques du Groupe de Brouillan	274
5.3	Contrôles géologiques sur le style et la géométrie des zones minéralisées	276
5.3.1	Effet de la déformation	276
5.3.2	Contrôles géologiques primaires	278
5.3.3	Bilan sur les contrôles géologiques primaires.....	280
5.4	Zonation métallique et conditions de dépôt	281
5.5	Source des métaux précieux et mécanismes d'enrichissement primaires possibles	284
5.6	Effet du métamorphisme et de la déformation sur la distribution des métaux précieux	285
5.7	Provincialisme de l'argent dans le Complexe volcanique de Brouillan	287
6	CHAPITRE 6 : CONCLUSION ET IMPLICATIONS POUR L'EXPLORATION	293
6.1	Conclusion.....	293
6.2	Guides et implications pour l'exploration.....	296
6.2.1	Importance des centres felsiques calco-alcalins.....	296
6.2.2	Temporalité entre hiatus et fenêtre hydrothermale fertile	296
6.2.3	Nature du contact Brouillan– Enjalran-Bapst et implications.....	297
6.2.4	Utilisation des semi-volatils pour cibler la minéralisation	298
	RÉFÉRENCES.....	300
	ANNEXES.....	312
	Annexe A – Protocoles analytiques.....	313
	Annexe B – Analyses roche totale (SOQ-5a).....	318
	Annexe C – Analyses roche totale (SOQ-5b)	327
	Annexe D – Analyses à la microsonde	329
	Annexe E – Analyses au MEB (EDS).....	334
	Annexe F – Analyses au LA-ICP-MS (pyrites)	340

LISTE DES TABLEAUX

CHAPITRE 1

Tableau 1.1 : Objectifs, méthodologies spécifiques correspondantes et appareillages adaptés.	45
---------------------------------------------------------------------------------------------------	----

CHAPITRE 2

Tableau 2.1 : Synthèse des caractéristiques principales des unités volcaniques de B26 (âges d'après Fayard et al., 2020).	81
Tableau 2.2 : Coefficients de corrélation d'éléments considérés comme relativement immobiles sur la rhyolite A. Les cases en orange correspondent à une bonne corrélation et les cases en vert à un fort coefficient de corrélation.	82
Tableau 2.3 : Composition géochimique moyenne des échantillons les moins altérés des unités de B26.	85

CHAPITRE 3

Tableau 3.1 : Composition géochimique du précurseur unique choisi pour la rhyolite A (valeurs analysées), valeurs prédites du précurseur par la méthode de Trépanier et al. (2016) selon les deux possibilités de sélection, et résultats des bilans de masse obtenus.	148
Tableau 3.2 : Assemblages et sous-assemblages d'altération du gîte B26.	154

CHAPITRE 4

Tableau 4.1 : Estimation des ressources du gîte B26 présentée dans son ensemble et par zone minéralisées (modifié de Camus et Valdnais-LeBlanc, 2018).	219
Tableau 4.2 : Abondance minérale estimée des différentes phases minérales selon les trois zones minéralisées du gîte B26.	236
Tableau 4.3 : Matrice de corrélation, utilisant le coefficient de Pearson, réalisée pour 10 éléments, sur une sélection de 1942 échantillons provenant de la base de données d'analyse métaux (SOQ-3) de SOQUEM Inc.	247
Tableau 4.4 : Géochimie de roche totale de certains échantillons représentatifs des minerais de la Zone à cuivre et de la Zone à zinc principale (données complètes à l'Annexe C).	249
Tableau 4.5 : Matrice de corrélation (coefficient de Pearson, distribution logarithmique) réalisée à partir des microanalyses au LA-ICP-MS des pyrites de B26 (n=112), pour certains éléments traces.	257

LISTE DES FIGURES

CHAPITRE 1

Figure 1.1 : Modèle schématique des conditions de transport et de précipitation de l'or dans un SMV établi à partir des conditions physico-chimiques et dynamiques supposées (Tiré de Mercier-Langevin (2005) modifié selon Large et al. (1989)).	34
Figure 1.2 : Modèle théorique de la distribution de l'argent dans les SMV en fonction des conditions physico-chimiques et des affinités minéralogiques (Tiré de Huston et al., 1996).	35
Figure 1.3 : Diagramme schématique illustrant la distinction entre les différents systèmes minéralisateurs permettant la formation des SMV à métaux usuels, des différents types de SMV-Au-Ag et des épithermaux se formant à faible profondeur d'eau (Huston, 2000).	36
Figure 1.4 : Schéma synthétique des possibles contrôles primaires et secondaires pouvant être impliqués dans l'enrichissement et la distribution des métaux précieux dans les SMV (Tiré de Caté (2015) modifié d'après Mercier-Langevin et al., 2015)).	37
Figure 1.5 : Diagramme illustrant la relation entre la température, la courbe critique d'ébullition des fluides et la profondeur d'eau (Tiré de Mercier-Langevin (2005) modifié d'après Hannington et al. (1999a)).	38
Figure 1.6 : Modèle schématique basé sur les observations faites à la mine LaRonde Penna, illustrant la possibilité de retrouver des SMV de type « épithermal neutre et acide » dans un même complexe volcanique sous-marin felsique par un phénomène de dilution local des volatiles magmatiques par l'eau de mer (Mercier-Langevin, 2005).	39
Figure 1.7 : Classification des SMV-Au basée sur la teneur et le tonnage en or (Mercier-Langevin et al., 2011).	40
Figure 1.8 : Carte géologique de la Sous-province de l'Abitibi et de la distribution de ses différents gisements (modifié de Monecke et al., 2017).	41
Figure 1.9 : Carte géologique du sillon Harricana-Turgeon (modifiée de Faure, 2015).	42
Figure 1.10 : Carte géologique centrée sur la partie centrale du Complexe volcanique de Brouillan (géologie d'après Faure, 2015).	43
Figure 1.11 : Carte et coupe géologique du gîte B26 interprétées et numérisées en début de projet par l'auteur en prenant le modèle géologique 3D de SOQUEM comme référence.	44
Figure 1.12 : Vue en longitudinale (A = Zinc ; B = Cuivre) Ouest-Est du dépôt B26, avec les teneurs de cuivre et zinc interpolées en plus des principaux points de percée de la campagne de forage de l'hiver 2017 (SOQUEM, 2017).	46

CHAPITRE 2

Figure 2.1 : Diagrammes binaires illustrant la mobilité de certains éléments choisis par rapport au zirconium pour l'unité de rhyolite A.	80
Figure 2.2 : Distribution des échantillons altérés et les moins altérés des différentes unités de B26 dans le diagramme d'altération de Large et al. (2001b).	83
Figure 2.3 : Distribution des échantillons altérés et les moins altérés des différentes unités de B26 dans les diagrammes de classification géochimique, utilisant des éléments traces immobiles : A) Winchester et Floyd (1977) ; B) Pearce (1996).	84

Figure 2.4 : Carte géologique simplifiée du gîte B26 interprétée à partir des forages de SOQUEM (légende à la Figure 2.5).	88
Figure 2.5 : Section géologique type, centrée sur 652950 Est (tolérance de ± 50 m), illustrant les unités lithologiques principales du gîte B26, interprétées à partir des forages de SOQUEM.	89
Figure 2.6 : Photomontage de l'unité d'andésite de B26.	90
Figure 2.7 : Signature géochimique de l'andésite et du tuf intermédiaire de B26.	91
Figure 2.8 : Diagrammes multiéléments (A) des éléments du groupe des terres rares (ETR) et (B) étendu à d'autres éléments traces qui caractérisent l'unité d'andésite de B26. Tous les éléments sont normalisés au manteau primitif selon les valeurs de McDonough et Sun (1995).	92
Figure 2.9 : Photomontage de l'unité de tuf intermédiaire à lapilli de B26.....	93
Figure 2.10 : Diagrammes multiéléments (A) des éléments du groupe des terres rares (ETR) et (B) étendu à d'autres éléments traces qui caractérisent l'unité de tuf intermédiaire de B26. Tous les éléments sont normalisés au manteau primitif (McDonough et Sun, 1995).	94
Figure 2.11 : Photomontage de l'unité de dacite de B26.	95
Figure 2.12 : Signature géochimique de l'unité de dacite de B26.	96
Figure 2.13 : Diagrammes multiéléments (A) des éléments du groupe des terres rares (ETR) et (B) étendu à d'autres éléments traces qui caractérisent l'unité dacitique de B26. Tous les éléments sont normalisés au manteau primitif (McDonough et Sun, 1995).	97
Figure 2.14 : Photomontage des dykes intermédiaires de B26.	98
Figure 2.15 : Signature géochimique des dykes intermédiaires de B26.....	99
Figure 2.16 : Diagrammes multiéléments (A) des éléments du groupe des terres rares (ETR) et (B) étendu à d'autres éléments traces qui caractérisent les dykes intermédiaires de B26. Tous les éléments sont normalisés au manteau primitif (McDonough et Sun, 1995).	100
Figure 2.17 : Photomontage de l'unité de rhyolite A de l'éponte inférieure de B26 (partie 1).	101
Figure 2.18 : Photomontage de l'unité de rhyolite A de l'éponte inférieure de B26 (partie 2).	102
Figure 2.19 : Photomontage de l'unité de rhyolite A de l'éponte supérieure de B26 (partie 1).	103
Figure 2.20 : Photomontage de l'unité de rhyolite A de l'éponte supérieure de B26 (partie 2).	104
Figure 2.21 : Photomontage de l'unité de rhyolite A bréchique de l'éponte supérieure de B26.....	105
Figure 2.22 : Signature géochimique de la rhyolite A de B26.....	106
Figure 2.23 : Diagrammes multiéléments (A) des éléments du groupe des terres rares (ETR) et (B) étendu à d'autres éléments traces qui caractérisent l'unité de rhyolite A de B26. Tous les éléments sont normalisés au manteau primitif (McDonough et Sun, 1995).	107
Figure 2.24 : Photomontage de l'unité de rhyolite porphyrique B.....	108
Figure 2.25 : Photomontage du faciès bréchique de l'unité de rhyolite porphyrique B.	109
Figure 2.26 : Photomontage du faciès de tuf à cristaux de l'unité de rhyolite porphyrique B.....	110
Figure 2.27 : Signature géochimique des rhyolites porphyriques de B26.	111
Figure 2.28 : Diagrammes multiéléments (A) des éléments du groupe des terres rares (ETR) et (B) étendu à d'autres éléments traces qui caractérisent la rhyolite porphyrique B de B26. Tous les éléments sont normalisés au manteau primitif (McDonough et Sun, 1995).	112
Figure 2.29 : Photomontage de l'unité de rhyolite porphyrique C.....	113

Figure 2.30 : Diagrammes multiéléments (A) des éléments du groupe des terres rares (ETR) et (B) étendu à d'autres éléments traces qui caractérisent la rhyolite porphyrique C de B26. Tous les éléments sont normalisés au manteau primitif (McDonough et Sun, 1995).	114
Figure 2.31 : Diagrammes multiéléments (A) des éléments du groupe des terres rares (ETR) et (B) étendu à d'autres éléments traces qui caractérisent les rhyolites porphyriques de B26. Tous les éléments sont normalisés au manteau primitif (McDonough et Sun, 1995).	115
Figure 2.32 : Photomontage des roches sédimentaires de B26.	116
Figure 2.33 : Photomontage des basaltes et gabbros du Groupe d'Enjalran-Bapst.	117
Figure 2.34 : Signature géochimique des basaltes et gabbros du Groupe d'Enjalran-Bapst.	118
Figure 2.35 : Diagrammes multiéléments (A) des éléments du groupe des terres rares (ETR) et (B) étendu à d'autres éléments traces qui caractérisent les basaltes et gabbros du Groupe d'Enjalran-Bapst de B26. Tous les éléments sont normalisés au manteau primitif (McDonough et Sun, 1995).	119
Figure 2.36 : Signature géochimique de la rhyolite de Selbaie en comparaison avec les rhyolites de B26.	120
Figure 2.37 : Diagrammes multiéléments (A) des éléments du groupe des terres rares (ETR) et (B) étendu à d'autres éléments traces qui caractérisent la rhyolite de Selbaie en comparaison avec les rhyolites, dacite et andésites de B26. Tous les éléments sont normalisés au manteau primitif (McDonough et Sun, 1995).	121
Figure 2.38 : Éléments de déformation vus en carottes de forage.	122
Figure 2.39 : Environnement pétrogénétique des roches volcaniques de B26.	123

CHAPITRE 3

Figure 3.1 : Représentation de la variabilité des oxydes majeurs au sein des échantillons (n=13) caractérisés comme les moins altérés de la rhyolite A.	147
Figure 3.2 : Diagramme de classification TAS (<i>total alkali-silica</i>) de Le Bas et al. (1986) illustrant les échantillons analysés, plus ou moins altérés, des différentes unités du gîte B26 et leurs valeurs prédites calculées par la méthode de modélisation des précurseurs de Trépanier et al. (2016).	149
Figure 3.3 : Droite de corrélation des résultats des bilans de masse globaux (g/100g) obtenus pour la rhyolite A en comparant la méthode des précurseurs modélisés de Trépanier et al. (2016) avec celle des précurseurs choisis.	149
Figure 3.4 : Droites de corrélation des résultats des bilans de masse (g/100g) obtenus pour la rhyolite A en comparant la méthode utilisant les précurseurs modélisés (abscisse) de Trépanier et al. (2016) avec celle utilisant le précurseur choisi S249207 (ordonnée).	150
Figure 3.5 : Planche illustrant les principaux diagrammes d'altération et de minéralogie utilisés pour les roches du gîte B26.	151
Figure 3.6 : Discrimination des assemblages d'altération par les indices d'altération et la minéralogie normative (Norme SV350 : Trépanier et al., 2016).	152
Figure 3.7 : Planche illustrant les assemblages d'altération déterminés pour la rhyolite A en fonction des principaux diagrammes d'altération et de minéralogie utilisés.	153
Figure 3.8 : Photomontage illustrant l'assemblage d'altération dominé par la séricite et la chlorite dans l'éponte inférieure du gîte B26.	155

Figure 3.9 : Bilans de masse (g/100g) calculés par la méthode des précurseurs modélisés de Trépanier et al. (2016) pour les assemblages d'altération de la rhyolite A.	156
Figure 3.10 : Profils multiéléments moyens des différents assemblages d'altération illustrant le lessivage des ETR légers des altérations de l'éponte inférieure, en particulier le lanthane. Données normalisées au manteau primitif selon Taylor et McLennan (1985).	157
Figure 3.11 : Diagramme Eu/Eu* vs (La/Sm)N illustrant le lessivage en ETR légers des assemblages d'altération de l'éponte inférieure et la corrélation avec l'anomalie négative en europium liée à la destruction des plagioclases. Les données sont normalisées au manteau primitif selon McDonough et Sun (1995). Légende identique à la Figure 3.7.	157
Figure 3.12 : Photomontage illustrant de le sous-assemblage à séricite-quartz-pyrite affectant l'éponte inférieure de la rhyolite A.	158
Figure 3.13 : Photomontage illustrant le sous-assemblage d'altération modéré à séricite-(chlorite)-carbonate-albite affectant plusieurs lithologies des épontes inférieures et supérieures du gîte B26.	159
Figure 3.14 : Cartographies élémentaires (Si, Al, K, Na) chimiques, réalisées au microscope électronique à balayage, illustrant la présence de feldspath potassique et d'albite au sein de la mésostase de la rhyolite A amygdalaire/sphérolitique de l'éponte supérieure (Échantillon 1274-17-259_488m). BSE = <i>Backscattered electron</i>	160
Figure 3.15 : Cartographies chimiques identiques à celles de la figure 3.14 avec un grossissement plus important pour illustrer les relations microtexturales entre le feldspath potassique, l'albite et le quartz (1274-17-259_488m).	160
Figure 3.16 : Photomontage des assemblages d'altération dominés par le feldspath potassique et l'albite.	161
Figure 3.17 : Photomontage de l'assemblage d'altération dominé par les carbonates de fer.	162
Figure 3.18 : Photomontage de l'assemblage d'altération dominé par les carbonates de fer (suite).	163
Figure 3.19 : Section type (652950 +/- 50m) interprétée du gîte B26 sur laquelle sont représentés les assemblages d'altération définis, la lentille principale, l'enveloppe de cuivre (>1%Cu), les contacts lithologiques, et les textures volcaniques.	164
Figure 3.20 : Illustration des indices d'altération et minéralogie normative (SV350), des bilans de masse (g/100g) calculés avec la méthode des précurseurs modélisés (Trépanier et al., 2016), et des analyses métaux (SOQ-3) de la compagnie, pour le forage 1274-17-266.	165
Figure 3.21 : Illustration des indices d'altération et minéralogie normative (SV350), des bilans de masse (g/100g) calculés avec la méthode des précurseurs modélisés (Trépanier et al., 2016), et des analyses métaux (SOQ-3) de la compagnie, pour le forage 1274-17-255.	166
Figure 3.22 : Illustration des indices d'altération et minéralogie normative (SV350), des bilans de masse (g/100g) calculés avec la méthode des précurseurs modélisés (Trépanier et al., 2016), et des analyses métaux (SOQ-3) de la compagnie, pour le forage 1274-16-226.	167
Figure 3.23 : Illustration des indices d'altération et minéralogie normative (SV350), des bilans de masse (g/100g) calculés avec la méthode des précurseurs modélisés (Trépanier et al., 2016), et des analyses métaux (SOQ-3) de la compagnie, pour le forage 1274-17-259.	168
Figure 3.24 : Illustration des indices d'altération et minéralogie normative (SV350), des bilans de masse (g/100g) calculés avec la méthode des précurseurs modélisés (Trépanier et al., 2016), et des analyses métaux (SOQ-3) de la compagnie, pour le forage 1274-14-209. Contrairement aux autres forages celui-ci est foré du sud vers le nord.	169

Figure 3.25 : Vue en section de la section 652950 Est de B26, illustrant la modélisation de l'indice d'altération en phyllosilicates normatifs (Alt_Phylo) par rapport à la position spatiale des enveloppes minéralisées en Zn et Cu.	170
Figure 3.26 : Vues en carte des niveaux 0m (A) et -200m (B) de B26, illustrant la modélisation de l'indice d'altération en phyllosilicates normatifs (Alt_Phylo) par rapport à la position spatiale des enveloppes minéralisées en Zn et Cu. Les ronds noirs représentent les forages échantillonnés pour la lithogéochimie (Protocole analytique SOQ-5).	171
Figure 3.27: Diagrammes illustrant la composition chimique des micas blancs (séricite) obtenue à la microsonde et calculée sur une base de 22 atomes d'oxygène.	172
Figure 3.28: Diagrammes illustrant la composition chimique des chlorites obtenue à la microsonde et calculées sur une base de 28 atomes d'oxygène.	173
Figure 3.29: Photomontage illustrant quelques chlorites et carbonates analysés à la microsonde.	174
Figure 3.30 : Diagrammes ternaires illustrant la composition chimique des carbonates obtenue à la microsonde (calculés sur une base de 6 atomes d'oxygène) de différentes zones du gîte B26.	175

CHAPITRE 4

Figure 4.1 : Vue en longitudinale (regard nord) des (A) zones minéralisées projetés sur un même plan, et des (B) types de ressources estimées (mod. de Camus et Valdnais-LeBlanc, 2018).	217
Figure 4.2 : Vue en plan à différents niveaux (+/- 50m) des zones minéralisées.	218
Figure 4.3 : Section géologique type centrée sur la section 652950E (tolérance de +/- 50m), illustrant la position des zones minéralisées du gîte B26 par rapport aux unités lithologiques.	220
Figure 4.4 : Vue en longitudinale du plan moyen de la Zone à cuivre. Les points de percée des forages ont été projeté sur ce plan moyen.	221
Figure 4.5 : Vue en longitudinale du plan moyen de la Zone à zinc principale. Les points de percée des forages ont été projeté sur ce plan moyen.	222
Figure 4.6 : Vue en longitudinale du plan moyen de la Zone à zinc supérieure. Les points de percée des forages ont été projeté sur ce plan moyen.	223
Figure 4.7 : Photomontage des minéralisations de la Zone à cuivre.	224
Figure 4.8 : Photomontage des minéralisations de la Zone à cuivre (suite).	225
Figure 4.9 : Photomontage de la minéralisation de sulfures semi-massifs à massifs de la lentille principale, Zone à zinc principale.	226
Figure 4.10 : Photomontage de la minéralisation de sulfures semi-massifs à massifs de la lentille principale, Zone à zinc principale (suite).	227
Figure 4.11 : Photomontage de la minéralisation de sulfures disséminés des zones à zinc principale (ZZP) et supérieure (ZZS).	228
Figure 4.12 : Photomontage de la minéralisation de type veines/veinules de sulfures des zones à zinc principale et supérieure.	229
Figure 4.13 : Photomontage de la minéralisation de sphalérite de type brèche à fragments flottants de rhyolite et de quartz, Zone à zinc supérieure.	230

Figure 4.14 : Photomontage de la minéralisation de type veines de percement polymétalliques, des zones à zinc principale et supérieure.	231
Figure 4.15 : Photomontage de la minéralisation de type microveinules argentifères, des zones à zinc supérieur et principale.	232
Figure 4.16 : Distribution des valeurs interpolées de Cu, Au, Zn, et Ag, de la Zone à cuivre projetées sur une section longitudinale moyenne.	233
Figure 4.17 : Distribution des valeurs interpolées de Cu, Au, Zn, et Ag, de la Zone à zinc principale projetées sur une section longitudinale moyenne. Les ronds blancs au contour rouge représentent des intersections de minéralisation de type SMV/SSMV.	234
Figure 4.18 : Distribution des valeurs interpolées de Cu, Au, Zn, et Ag, de la Zone à zinc supérieure projetées sur une section longitudinale moyenne.	235
Figure 4.19 : Textures microscopiques de la pyrite. Les photographies ont été prises en lumière réfléchie.	237
Figure 4.20 : Textures microscopiques de la pyrite. Les photographies ont été prises en lumière réfléchie.	238
Figure 4.21 : Textures microscopiques de la sphalérite et de la chalcopryrite. Les photographies ont été prises en lumière réfléchie (description à la page suivante).	239
Figure 4.22 : Textures microscopiques des phases mineures (galène, pyrrhotite, et magnétite). Les photographies ont été prises en lumière réfléchie (description à la page suivante).	241
Figure 4.23 : Textures et minéralogie microscopiques des phases porteuses de Au, Bi, Se, et Sn.	243
Figure 4.24 : Textures et minéralogie microscopiques des phases porteuses de Au, Bi, Se, et Sn (suite). Les photographies ont été prises en lumière réfléchie, et certaines (B, C, F) sont des images à électrons rétrodiffusés.	244
Figure 4.25 : Textures et minéralogie microscopiques des phases porteuses de Ag et Sb. Les photographies ont été prises en lumière réfléchie.	245
Figure 4.26 : Textures et minéralogie microscopiques des phases porteuses de Ag et Sb (suite). Les photographies ont été prises en lumière réfléchie.	246
Figure 4.27 : Photomicrographie en lumière polarisée analysée illustrant la déformation d'un grain de pyrite et la formation de franges de quartz dans les ombres de pression de la pyrite.	247
Figure 4.28 : Représentation binaire de l'analyse en composantes principales basée sur 14 éléments montrant des groupements basés sur la CP1 et CP2.	248
Figure 4.29 : Profils lithologique et géochimiques représentés le long du forage 1274-17-259 (voir la Figure 4.3 pour l'emplacement et la légende des unités lithologiques, et la Figure 3.19 pour la légende des assemblages d'altération « Ass. alt. »).	250
Figure 4.30 : Diagramme binaire (Ti vs Se), illustrant les concentrations en Ti et Se (en ppm) de la rhyolite A en fonction des assemblages d'altération (Protocole analytique SOQ-5).	251
Figure 4.31 : Diagrammes en boîtes à moustaches illustrant les concentrations en Ti, Sb, Se, et Bi, de la rhyolite A en fonction des assemblages d'altération (Protocole analytique SOQ-5).	251
Figure 4.32 : Vues en carte des niveaux 0m et -200 m de B26, illustrant la modélisation des halos géochimiques de Ti (A, C) et Sb (B, D) et de l'indice d'altération en phyllosilicates normatifs (Alt_Phylo).	252
Figure 4.33 : Vue en carte du niveau -200 m de B26, illustrant la modélisation du halo géochimique de Se et de l'indice d'altération en phyllosilicates normatifs (Alt_Phylo).	253

Figure 4.34 : Vues en section de la section 652950 Est de B26, illustrant la modélisation des halos géochimiques de Tl (A), Sb (B) et Se (C), et de l'indice d'altération en phyllosilicates normatifs (Alt_Phylo).	254
Figure 4.35 : Légende de classification des pyrites analysées au LA-ICP-MS.	255
Figure 4.36 : Concentrations médianes en éléments traces des pyrites (en ppm) par type de minéralisation.	255
Figure 4.37 : Diagrammes binaires inter-élémentaires représentant les concentrations (en ppm) de certains éléments traces, obtenues par microanalyses au LA-ICP-MS, dans les pyrites (n=112) de B26 en fonction de leur type de minéralisation et de leur texture.	256
Figure 4.38 : Planche illustrant les profils d'ablation laser (LA-ICP-MS) des pyrites provenant de la lentille de SMV principale, et la localisation des lignes d'ablation correspondantes sur des photomicrographies prises en lumière réfléchie.	258
Figure 4.39 : Planche illustrant les profils d'ablation laser (LA-ICP-MS) de pyrites enrichies en Au provenant de la Zone à cuivre (i.e., « Veine de Cp »), et la localisation des lignes d'ablation correspondantes sur des photomicrographies prises en lumière réfléchie.	259
Figure 4.40 : Planche illustrant les profils d'ablation laser (LA-ICP-MS) de pyrites provenant des minéralisations de type « Veine de Py-Sp-Cp » (A, B), et « Veine de Cp » (C, D), et la localisation des lignes d'ablation correspondantes sur des photomicrographies prises en lumière réfléchie.	260
Figure 4.41 : Carte chimique élémentaire semi-quantitative (en ppm) réalisée au LA-ICP-MS sur un nodule de pyrite zonée (i.e., cœur poreux enrichi et bordure subautomorphe plus appauvrie) provenant de la minéralisation de type « Veine de Cp » de la Zone à cuivre (1274-16-235_186m).	261
Figure 4.42 : Carte chimique élémentaire semi-quantitative (en ppm) réalisée au LA-ICP-MS sur un amas de pyrite zonée (i.e., cœur poreux xénomorphe et bordures recristallisées automorphes sans inclusion) provenant de la minéralisation de type « Veine de Cp » de la Zone à cuivre (1274-16-235_150m).	262
Figure 4.43 : Planche illustrant les profils d'ablation laser (LA-ICP-MS) de pyrites provenant des minéralisations de type « Veine de percement polymétallique riche en Ag » (A, B), et « Py diss, en intercroissance avec Ag natif » (C, D), et la localisation des lignes d'ablation correspondantes sur des photomicrographies prises en lumière réfléchie.	263
Figure 4.44 : Carte chimique élémentaire semi-quantitative (en ppm) réalisée au LA-ICP-MS sur un grains de pyrite automorphe zonée (i.e., cœur xénomorphe riche en inclusions et bordure automorphe sans inclusion) provenant de la minéralisation de type « Lentille de SMV principale » de la Zone à zinc principale (1274-16-238_600.4m).	264
Figure 4.45 : Diagramme binaire (Au vs As) représentant la concentration de Au et As (en ppm), obtenues par microanalyses au LA-ICP-MS, dans les pyrites (n=112) de B26 en fonction de leur type de minéralisation et de leur texture (Tiré de Reich et al., 2005).	265
Figure 4.46 : Diagrammes binaires de discrimination chimique des pyrites provenant des différents types de minéralisation de B26. Les concentrations en éléments traces (en ppm) ou les rapports d'éléments traces choisis, ont été obtenus par microanalyses au LA-ICP-MS.	266
Figure 4.47 : Diagramme binaire Se/Tl vs As (tiré de Genna et Gaboury, 2015). Les concentrations (en ppm) ont été obtenues par microanalyses au LA-ICP-MS des pyrites (n=112) de B26. ...	266

CHAPITRE 5

Figure 5.1 : Représentation schématique de l'architecture primaire interprétée de la succession volcanique et des zones minéralisées du gîte B26.	288
Figure 5.2 : Diagrammes Concordia obtenus par analyses de spectrométrie de masse à dilution-ionisation thermique (ID-TIMS) U – Pb pour les trois échantillons datés (Tiré de Fayard et al., 2020a).....	289
Figure 5.3 : Modèle magmatique hypothétique de formation des magmas de rhyolite A et B au sein d'une chambre magmatique.	290
Figure 5.4 : Représentation schématique de l'architecture primaire interprétée du système hydrothermal et des zones minéralisées du gîte B26.	291
Figure 5.5 : Modèle régional schématique interprété illustrant l'environnement hypothétique d'arc volcanique au sein duquel le membre supérieur de B26 et la séquence felsique du gisement Selbaie se sont mis en place.....	292

REMERCIEMENTS

Je tiens premièrement à remercier sincèrement Serge Perreault, Stéphane Poitras, Angélique Beaudin et Anthony F. De Tony de SOQUEM pour m'avoir initié et intégré à l'équipe du projet B26 quand j'ai rejoint le bureau de Val-d'Or à la fin de l'année 2016. Les nombreuses réflexions et interrogations communes au sujet de ce gîte atypique ont débouché sur la mise au point de ce projet de recherche que j'ai pris plaisir à réaliser.

Je remercie bien évidemment Patrick Mercier-Langevin (CGC) et Réal Daigneault (UQAC), mes co-directeurs de recherche, qui malgré leur emploi du temps chargés ont su trouver le temps aux moments opportuns pour répondre à mes nombreuses questions et me guider judicieusement tout au long de mon parcours.

Je tiens aussi à remercier plus généralement SOQUEM pour avoir financé les coûts liés au projet, et Ressources Naturelles Canada (RNCAN) pour la bourse d'étude dont j'ai bénéficié.

Merci également à Dominique Genna, Lucie Mathieu et Damien Gaboury, professeurs à l'UQAC, avec qui j'ai pu avoir des discussions constructives sur différents aspects de mon projet.

Merci à Ludivine, mes amis, collègues de bureau, étudiants au Bac, qui ont de près ou de loin participé à rendre ces années agréables. Merci aussi aux membres du chapitre SEG-UQAC avec qui on a pu faire un beau voyage au Portugal et en Espagne que je n'oublierai pas.

Enfin, je ne pourrais jamais assez remercier ma famille qui se trouve loin de moi en Nouvelle-Calédonie, depuis maintenant presque 10 ans, et qui m'encourage et me soutient inconditionnellement dans mon parcours malgré la distance. Merci du fond du cœur, je vous dois tout.

Je dédie ce mémoire à Éric Goachet, membre de ma famille et ancien géologue, qui m'a transmis sa passion pour la géologie quand j'étais très jeune, et qui est parti avant que je décide d'en faire ma vocation. Tu auras influencé ma vie et je t'en remercie.

AVANT-PROPOS

Ce projet de recherche a été élaboré par SOQUEM (Société d'exploration minière du Québec) en collaboration tripartite avec la Commission géologique du Canada (CGC) et l'Université du Québec à Chicoutimi (UQAC). Il s'inscrit dans le « Projet Or » de la 5^{ème} phase de l'Initiative Géoscientifique Ciblée (IGC-5) mis en place par la CGC. Le projet Or s'attarde à l'étude des grands gisements et districts aurifères matures et émergents du Canada, incluant une composante importante sur l'or synvolcanique à l'Archéen.

Les objectifs de ce projet, ainsi que la quantité importante des données mises à disposition sont assez ambitieux pour un projet de maîtrise. Toutefois, je travaillais déjà sur les campagnes d'exploration du gîte B26 pour SOQUEM avant de débiter la maîtrise et bénéficiais donc d'une connaissance avancée du secteur à l'étude avant d'entreprendre ce projet de recherche.

Deux articles ont été produits et paraîtront dans la publication synthèse du Projet Or de la 5^{ème} phase de l'IGC, éditée et publiée par la CGC au printemps 2020. Ces articles seront disponibles en libre accès sur le web. D'ailleurs, un des objectifs secondaires du projet de recherche portait sur la géochronologie. Trois unités ont été ciblées et échantillonnées dans le cadre de cette maîtrise et les résultats sont présentés exclusivement dans le premier article (Fayard et al., 2020). Par conséquent, dans le présent mémoire les datations sont utilisées dans la discussion en faisant appel à l'article mais la géochronologie ne constitue pas une section du mémoire. Dans ces articles les termes « felsic member » et « intermediate member » correspondent respectivement aux termes « membre supérieur » et « membre inférieur » préférés à posteriori dans le présent mémoire.

Le secteur de Selbaie fait présentement l'objet d'un effort d'exploration grandissant et tenant compte du très faible nombre de gîtes connus, les observations faites à B26 pourraient servir à élaborer des guides d'exploration pour les compagnies d'exploration actives dans le secteur, dont SOQUEM.

CHAPITRE 1 :

INTRODUCTION

Ce chapitre d'introduction présente une revue brève de la littérature sur les gisements de sulfures massifs volcanogènes enrichis en or et en argent (SMV-Au-Ag), ainsi qu'un état des connaissances du contexte régional et local du secteur d'étude. Enfin, il en dégage les enjeux et problématiques associés, afin de mettre en contexte l'étude réalisée.

1.1 Problématique générale

Depuis que la communauté scientifique a pris connaissance de l'existence des fumeurs noirs à la fin des années 1970, les équivalents actuels des dépôts de type sulfures massifs volcanogènes (SMV), et qu'on les étudie de façon approfondie, la connaissance des processus génétiques a grandement évolué. Ces connaissances sont maintenant appliquées à l'étude des gîtes anciens, notamment en ce qui concerne les mécanismes d'enrichissement en métaux précieux. La fertilité en gîtes de SMV enrichis en Au et en Ag dans des ceintures volcaniques comme celle de l'Abitibi soulève plusieurs questions sur la nature des mécanismes responsables d'un tel enrichissement. Les travaux réalisés maintenant depuis plus d'une quarantaine d'années sur les SMV ont permis d'établir plusieurs classifications génétiques basées en grande partie sur les caractéristiques litho-tectoniques des gîtes mais aussi sur le contenu métallique en métaux précieux, et notamment de l'or (p. ex. : Poulsen et Hannington, 1996; Dubé et al., 2007a; Mercier-Langevin et al., 2011), à partir desquelles des gisements anomaux ont pu être mis en évidence. Le comportement de l'or et de l'argent est relativement bien connu dans des conditions données. Toutefois, l'incertitude régnant sur les conditions de l'environnement géodynamique présent à l'Archéen (p.ex., eau de mer réductrice) constitue une limite à l'analogie faites avec les fumeurs noirs. La nature des fluides minéralisateurs

et les processus de formation impliqués ne peuvent donc qu'être étudiés indirectement par une documentation détaillée de ces gîtes particuliers. Celle-ci doit comprendre une étude volcanologique et lithogéochimique, ainsi qu'une caractérisation de l'altération et des minéralisations associées afin de contraindre au mieux les conditions de formation des dépôts.

1.1.1 Caractéristiques générales des SMV-Au-Ag

Les SMV enrichis en Au et en Ag se retrouvent dans des terrains d'âges variés (archéens à cénozoïques) d'autant qu'il existe des équivalents modernes dans les environnements volcaniques sous-marins actifs (p. ex. : l'arc volcanique de Kermadec au Nord de la Nouvelle-Zélande : Herzig et al., 1993) démontrant la nature synvolcanique de l'enrichissement en métaux précieux. L'environnement volcanique varie entre bimodal-mafique, bimodal-felsique, et silicoclastique-felsique (Dubé et al., 2007a). Les roches encaissantes peuvent être constituées de roches volcaniques massives (coulées, domes, lobes), de roches volcanoclastiques ou encore, dans certains cas, de roches sédimentaires, surtout dans l'éponte supérieure. Ces roches sont communément d'affinités transitionnelles à calco-alkalines (Mercier-Langevin et al., 2011). La morphologie est sensiblement la même que les SMV classiques, avec une zone de stockwerk discordante d'étendue variable surmontée par une lentille concordante semi-massive à massive de sulfures mise en place par exhalaison ou par remplacement (Doyle et Allen, 2003; Dubé et al., 2007a).

La distribution de l'or dans les SMV est généralement binaire (Au-(Zn-Pb-Ag) ou Au-Cu). En effet, l'or est associé soit au cuivre dans la zone de stockwerk et à la base de la lentille de sulfures, soit au zinc dans la partie sommitale de la lentille de sulfures (Large et al., 1989 – Fig. 1.1; Huston, 2000). Dans le détails ces associations présentent des particularités :

Association Au-Cu : Elle est caractérisée par un enrichissement en éléments traces tels que le Mo, le Bi, le Te et les éléments des terres rares (ETR) légers à proximité de la minéralisation (Huston, 2000). L'or est présent sous forme native, d'électrum et de tellurures, spatialement associé à la chalcopryrite et la pyrite (Huston et al., 1992; Hannington et al., 1999a).

Association Au-Zn-Pb-Ag : Elle est caractérisée par un enrichissement en Ag, As, Sb, et Hg (« suite épithermale ») ainsi que d'un assemblage complexe de sulfures et sulfosels (Hannington et al., 1999a). L'or est présent sous forme d'électrum riche en Ag ou Hg dans la pyrite ou la barite (Huston et al., 1992), alors que l'argent est associé préférentiellement à la galène et à la tétraédrite (Huston et al., 1996; Fig. 1.2).

Bien qu'une majorité de SMV enrichis en métaux précieux présente une altération relativement étendue principalement composée de séricite, quartz et \pm chlorite (Dubé et al., 2007a), certains SMV-Au-Ag, et notamment les plus riches, présentent des altérations atypiques (Fig. 1.3). Une altération argileuse acide (pyrophyllite, kaolinite et leurs équivalents métamorphiques) est retrouvée à proximité de la zone à Cu-Au (p. ex. : Bousquet-2 : Teasdale et al., 1996; Dubé et al., 2014). Et, dans certains cas, une large zone d'altération à feldspath potassique est développée préférentiellement dans la zone à Au-Zn-Pb-Ag (p. ex. : Eskay Creek : Roth et al., 1999; Huston, 2000).

1.1.2 Contrôles primaires et secondaires sur l'enrichissement et la distribution des métaux précieux

L'enrichissement en métaux précieux fait intervenir des processus agissant à différentes échelles et à des degrés d'implication différents (Fig. 1.4). Le fait que les SMV d'un district entier soient caractérisés par un enrichissement important en métaux précieux (p. ex. : camp minier Doyon-Bousquet-LaRonde en Abitibi, ou district de Mount Read en Tasmanie) suggère un contrôle de grande échelle et souligne que le «provincialisme» de certains SMV-Au-Ag implique un contexte géodynamique favorable et/ou un héritage d'une source pré-enrichie (p.ex., manteau métasomatisé : Hannington et al., 1999a; Mercier-Langevin et al., 2015). D'autre part, certains districts sont uniquement composés d'un seul SMV enrichi en métaux précieux (p. ex. : Nurukawa, district de Hokuroku au Japon, Lemoine dans le camp de Chibougamau) et cela s'observe même à l'échelle d'un gisement avec un enrichissement propre à une lentille/zone précise (p. ex. : Zone 1806,

gisement Ming à Terre-Neuve : Pilote et al., 2015), soulignant l'intervention de processus agissant à plus petite échelle au niveau du transport, de la concentration et de la précipitation des métaux précieux (Mercier-Langevin et al., 2015).

De nombreux gisements présentent des processus secondaires survenant après la cessation de l'activité hydrothermale et qui participent, avec un degré d'implication variable, à l'enrichissement (ou dilution) et à la redistribution des assemblages primaires de métaux précieux. Ces processus secondaires incluent la surimposition de gîtes plus jeunes de différentes natures (p. ex. : épithermal, lié à une intrusion, orogénique, etc.), et la remobilisation tardive à l'état liquide et/ou solide liée principalement à la déformation et au métamorphisme régional (Marshall et Gilligan, 1987; Marshall et al., 2000; Tomkins et al., 2007). Récemment, des travaux ont été effectués sur des SMV riches en métaux précieux présentant un taux de déformation et de métamorphisme important et dans de nombreux cas la remobilisation des métaux précieux est locale par rapport au halo d'altération primaire du SMV (Mercier-Langevin et al., 2015). Pour exemple, à Lalor (Snow Lake, Manitoba) la remobilisation des métaux précieux a été estimée à un maximum d'une dizaine de mètres bien qu'il y ait eu une déformation intense et une température suffisante pour que la galène entre en fusion (Caté et al., 2015 ; Caté, 2016).

1.1.3 Environnement géodynamique favorable et processus impliqués

Bien qu'il y ait plusieurs environnements géodynamiques susceptibles de former des SMV-Au-Ag, les environnements d'arc et d'arrière arc semblent plus favorables à réunir plusieurs des processus potentiellement importants dans l'enrichissement des SMV-Au-Ag. En effet, de nombreux gîtes à Au-Ag actuels (Herzig et al., 1993) et anciens (Roth et al., 1999; Huston, 2000; Dubé et al., 2007b; Mercier-Langevin et al., 2007b; Huston et al., 2011) sont documentés dans des environnements d'arc-arrière-arc, d'arc immature, et d'arc comportant des systèmes magmatiques à contamination crustale importante pour les plus riches en argent. Ces environnements géodynamiques sont favorables à la formation d'une quantité importante de laves de la suite

andésite-dacite-rhyodacite-rhyolite d'affinité transitionnelle à calco-alkaline caractéristiques des assemblages lithologiques encaissant de nombreux SMV-Au-Ag anciens (Hannington et al., 1999a; Dubé et al., 2007a; Mercier-Langevin et al., 2007b, c; Mercier-Langevin et al., 2011). Aussi, ils favorisent la mise en place d'intrusions synvolcaniques felsiques de faibles profondeurs, suggérant l'existence d'une relation entre différenciation magmatique et enrichissement en or-argent (Hannington et al., 1999a; Mercier-Langevin et al., 2007b; Mercier-Langevin et al., 2011). En effet, des travaux effectués sur les systèmes actifs (Hannington et al., 1999a; de Ronde et al., 2011) suggèrent qu'une contribution magmatique dans les fluides hydrothermaux est nécessaire pour expliquer l'enrichissement important en métaux précieux des SMV. Cette contribution magmatique peut se faire, directement par le dégazage d'intrusions felsiques de faible profondeur provenant d'un magma oxydé (conditions favorables pour le transport de l'Au à haute température : Fig. 1.1) riche en volatiles (Au, Ag, CO₂, SO₂, HCl) typique des environnements d'arc-arrière-arc, ou indirectement par le lessivage d'une intrusion cristallisée en profondeur (Mercier-Langevin et al., 2015). La caractéristique la plus discriminante de cette contribution privilégie plutôt la signature en éléments traces des assemblages métalliques que les altérations atypiques qui peuvent dans certains cas ne pas être développées (Hannington et al., 1999a). D'autre part, ces environnements géodynamiques présentent des bathymétries variées où la tranche d'eau passe de profonde à peu profonde voire même jusqu'à émergence, proche de l'arc (Monecke et al., 2014).

Hannington et al. (1999a) proposent une relation continue entre la température des fluides hydrothermaux et la profondeur d'eau plutôt qu'un processus de remobilisation des métaux précieux pour expliquer les différentes caractéristiques des SMV-Au-Ag. Ainsi, la géométrie, l'assemblage métallique et la typologie des altérations sont contrôlés par la tendance du fluide à entrer en ébullition et par la séparation de phases engendrée (Fig. 1.5). D'autre part, des travaux récents effectués sur des systèmes actifs fertiles en métaux précieux indiquent que l'ébullition peut se produire à toutes les profondeurs, bien avant d'atteindre la courbe critique d'ébullition de Hannington et al. (1999a) car l'ébullition d'un fluide serait davantage influencé par sa composition importante en volatiles magmatiques (particulièrement le CO₂) plutôt que la profondeur d'eau (Monecke et al., 2014). Cela

n'enlève rien au partitionnement binaire des métaux précieux faisant intervenir la température, le pH et l'état *redox* des fluides pour transporter l'or (Cu-Au fluide acide oxydant de haute température vs Au-Zn fluide légèrement réducteur de basse température : Fig. 1.1) mais indique que la précipitation et la concentration des métaux précieux sont susceptibles de se produire à n'importe quelle profondeur par de multiples séparations de phases possibles pourvu que le fluide soit enrichi en volatiles magmatiques (Monecke et al., 2014).

1.1.4 Un continuum SMV-Épithermal

Sillitoe et al. (1996) proposent la possibilité d'un continuum métallogénique existant entre les gîtes de types SMV et les épithermaux (acide-neutre) en environnement d'arc ou arrière-arc de par les nombreuses caractéristiques typiques des gîtes épithermaux observées dans certains SMV-Au-Ag (p. ex. : altération argileuse acide, enrichissement en éléments de la suite épithermale, minéraux à forte activité du soufre). Dans son modèle, les SMV à métaux usuels s'apparentent aux épithermaux neutres « *low-sulfidation* » et les SMV-Au s'apparentent aux épithermaux acides « *high-sulfidation* ». Les modèles génétiques proposés par Hannington et al. (1999a) vont en ce sens avec une contribution magmatique et une ébullition des fluides (cf. courbe température / profondeur d'eau : Fig. 1.5). De plus, des travaux réalisés sur des SMV anciens (p. ex. : Bousquet 2-Dumagami et LaRonde Penna : Mercier-Langevin, 2005; Dubé et al., 2007b; Dubé et al., 2014) et actuels (Hocking et al., 2010; de Ronde et al., 2011) proposent que les minéralisations de SMV des pôles « *low-sulfidation* » et « *high-sulfidation* » peuvent coexister dans un même environnement (Fig. 1.6). Ils proposent pour cela une contribution variable en eau de mer à l'échelle du gisement, qui diluerait dans un cas la quantité de volatiles magmatiques et par conséquent l'acidité du fluide.

Toutefois, aucun consensus formel ne permet d'expliquer la formation des SMV-Au-Ag et les variations typologiques observées d'un gisement à l'autre. En effet, comme le suggère la Figure 1.4 de Mercier-Langevin et al. (2015), les mécanismes contrôlant l'enrichissement en Au-Ag dans l'environnement de SMV sont multiples et peuvent intervenir (ou non) à plusieurs échelles (district,

gisement, lentille, zone) et à des moments différents. De plus, ces mécanismes ne sont pas mutuellement exclusifs, c'est-à-dire que plus d'un mécanisme peut intervenir dans le processus d'enrichissement d'un gisement donné. Cela implique qu'un SMV « low sulfidation » pauvre en métaux précieux peut très bien se situer dans l'environnement immédiat d'un SMV-Au-Ag (Fig. 1.3). De plus, il est à noter que les modèles génétiques présentés ont été établis principalement à partir de considérations théoriques et d'observations de gîtes actifs. Ces modèles demeurent donc spéculatifs pour les gisements anciens, et surtout à l'Archéen où les conditions étaient possiblement différentes (i.e., eau de mer réductrice) et le nombre de ces gîtes atypiques est trop restreint.

Pourtant, les terrains archéens, et plus précisément la ceinture de roches vertes de l'Abitibi, constitue un secteur d'intérêt majeur sachant qu'elle abrite 6 des 11 des plus gros SMV-Au riches en or du monde (Bousquet, Bousquet 2-Dumagami, LaRonde Penna, Horne, Quémont, Westwood – Fig. 1.8) selon la classification (Fig. 1.7) de Mercier-Langevin et al. (2011). De plus, régionalement, le sillon Harricana-Turgeon, situé au nord-ouest de cette ceinture (Fig. 1.8), abrite des minéralisations volcanogènes riches en métaux précieux et documentées comme s'étant mises en place sous une faible tranche d'eau. Il est donc pertinent de documenter le contexte géologique régional à différentes échelles afin d'introduire ultimement le cas d'étude et la problématique qui lui est spécifique.

1.2 Contexte géologique régional et local

1.2.1 Sous-province de l'Abitibi

La Sous-province de l'Abitibi fait partie de la Province de Supérieur et se retrouve dans le nord-ouest québécois et le nord-est ontarien (Fig. 1.8). Il s'agit de la plus grande ceinture de roches vertes archéennes au monde (Card, 1990). Elle s'étend sur approximativement 500 km d'est en ouest et 350 km du nord au sud. La Sous-province de l'Abitibi se compose d'assemblages volcaniques mafiques (dominant) à felsiques formés entre 2791 Ma et 2695 Ma et plissés selon un axe dominant est-ouest. Les grands assemblages volcaniques et les sillons sédimentaires intercalés sont recoupés par une multitude d'intrusions, synvolcaniques, syntectoniques et post-tectoniques (Fig. 1.8; Dimroth et al., 1982; Chown et al., 1992; Thurston et al., 2008; Monecke et al., 2017). Le métamorphisme affecte la ceinture de l'Abitibi dans son ensemble bien que l'intensité varie d'un endroit à l'autre passant du faciès prehnite-pumpellyite à amphibolite en fonction de la position par rapport aux grands corridors de déformation et de la proximité des sous-provinces adjacentes (Dimroth et al., 1982, 1983; Powell et al., 1995). Les assemblages volcano-sédimentaires sont découpés par de nombreuses zones de failles à pendage généralement abrupt, plus communément de direction est-ouest comme les zones de faille de Larder Lake-Cadillac et Destor-Porcupine dans la portion sud de l'Abitibi (Fig. 1.8, Monecke et al., 2017). Ces grandes structures, larges de quelques dizaines à quelques centaines de mètres, ont joué dans les domaines ductile et fragile et sont caractérisées par une déformation intense marquée par le développement de fabriques pénétratives (Poulsen, 2017). De nombreux auteurs interprètent ces failles comme des structures complexes polyphasées actives sur une longue durée et ayant contrôlé la sédimentation et le volcanisme de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi depuis au moins 2685 Ma (p. ex. : Robert, 1989; Daigneault et al., 2002; Poulsen, 2017). La Sous-province de l'Abitibi abrite de nombreux gisements d'or orogénique filoniens concentrés en grande partie le long des grandes structures E-O dans la portion sud de la Sous-province, de nombreux

gisements de type SMV, dont certains sont très enrichis en or et/ou argent, et plusieurs gîtes de nickel-cuivre plus ou moins enrichis en élément du groupe du platine (EGP) (Fig. 1.8).

L'origine de la formation de la Sous-province de l'Abitibi a fait l'objet de nombreux travaux et est encore débattue aujourd'hui. Elle a d'abord été subdivisée, dans la partie québécoise, en deux assemblages lithotectoniques distincts que sont la Zone Volcanique Nord (ZVN) et la Zone Volcanique Sud (ZVS) (Chown et al., 1992). La faille Destor-Porcupine-Manneville, interprétée comme une zone de convergence oblique responsable de la subduction de la ZVS sous la ZVN (Mueller et al., 1996; Daigneault et al., 2002), marque la limite entre ces deux zones volcaniques. Cette subdivision s'appuie sur des âges U-Pb différents ainsi que des arguments stratigraphiques et structuraux (Dimroth et al., 1982; Ludden et al., 1986; Chown et al., 1992; Daigneault et al., 2004). La formation de l'Abitibi est alors interprétée comme allochtone par accréation de terrains volcaniques différents formés en contexte de supra-subduction entre 2735 et 2695 Ma (Mueller et al., 1996; Daigneault et al., 2004; Mueller et al., 2009).

Des récents travaux de compilation et de cartographie (Ayer et al., 2002; Ayer et al., 2005; Thurston et al., 2008; Goutier et Melançon, 2010), à l'échelle de l'ensemble de la Sous-province de l'Abitibi, incorporant de nouveaux âges U-Pb sur zircon et des relevés géophysiques, ont débouché sur un nouveau découpage stratigraphique et une interprétation en terrains autochtone à parautochtone de l'Abitibi. Thurston et al. (2008) proposent un redécoupage stratigraphique en regroupant les roches partageant des âges et des caractéristiques volcanologiques et géochimiques distincts. Ils définissent un total de sept assemblages volcaniques sous-marins : pré-2750 Ma (2791-2757 Ma), Pacaud (2750-2735 Ma), Deloro (2734-2724 Ma), Stoughton-Roquemaure (2723-2720 Ma), Kidd-Munro (inférieur : 2719-2717 Ma; supérieur : 2717-2711 Ma), Tisdale (inférieur : 2710-2706 Ma; supérieur : 2706-2704 Ma), Blake River (inférieur : 2704-2701 Ma; supérieur : 2701-2695 Ma) et deux assemblages sédimentaires : Porcupine (2690-2685 Ma) et Timiskaming (2677-2670 Ma). Le contact entre ces différents assemblages volcaniques est marqué par la présence de niveaux sédimentaires (p. ex. : argilite, formation de fer, chert) témoins de hiatus volcaniques estimés entre 2 à 27 millions d'années (Thurston et al., 2008). Les deux assemblages sédimentaires, lesquels

contiennent une proportion mineure de roches volcaniques, reposent quant à eux en discordance sur les grands assemblages volcaniques.

L'assemblage Deloro (2734 – 2724 Ma) dans lequel les roches volcaniques du CVB font partie, est présent en grande partie dans la portion Nord de l'Abitibi, au sein de la ZVN. Cet assemblage est caractérisé par des roches volcaniques majoritairement calco-alcalines composées de laves mafiques à intermédiaires ponctuées de centres effusifs felsiques distribués aux bordures de larges plutons synvolcaniques et/ou syntectoniques dans un environnement d'arc océanique. Plusieurs de ces complexes felsiques sont hôtes de camps miniers fertiles en gîtes de SMV et SMV-Au-Ag dans la portion nord de l'Abitibi : Selbaie (Pluton de Brouillan et Groupe de Brouillan : Barrie et Krogh, 1996); Joutel (membre de Poirier de la Formation de Joutel et pluton de Mistaouac : Legault et al., 2002); Matagami (Groupe de Lac Watson et Complexe de la Rivière Bell : Piché et al., 1993 ; Mortensen, 1993 ; Ross et al., 2014); Chibougamau (Formation de Waconichi et Complexe du Lac Doré : Daigneault et Allard, 1990 ; Mortensen, 1993); Normétal (Complexe volcanique de Normétal : Mortensen, 1993; Lafrance et al., 2000).

1.2.2 Le sillon Harricana-Turgeon (SHT)

Le sillon d'Harricana-Turgeon (SHT), ou arc de Brouillan-Matagami, est un arc volcano-sédimentaire de la ZVN qui s'étend, d'ouest en est, de la mine Detour Lake en Ontario jusqu'à Matagami au Québec, sur environ 200 km. Il inclut les camps miniers de Detour Lake (or : p. ex. : Castonguay et al., 2020), Casa-Berardi (or : p. ex. : Pilote et al., 1990), Selbaie (métaux usuels et précieux : p. ex. : Taner, 2000), Joutel (métaux usuels et précieux : p. ex. : Legault et al., 2002) et Matagami (métaux usuels : p. ex. : Debreil et al., 2018) (Fig. 1.9). Dans cette région, le socle rocheux est très peu exposé du fait d'une couverture de sédiments quaternaires épaisse et très étendue. Par conséquent, la stratigraphie et les relations structurales ont été établies principalement à partir de carottes de forage et de levés géophysiques (Faure, 2015). Selon Lacroix (1986, 1988, 1994) et Lacroix et al. (1989, 1990), le sillon est composé de roches volcaniques (65 %), sédimentaires (20

%) et plutoniques (15 %) réparties en plusieurs groupes et/ou domaines lithotectoniques formant des bandes d'orientation E-O à pendage subvertical affectées par une déformation ductile hétérogène et complexe. Les grands ensembles sont généralement séparées par des niveaux d'argilite et de schiste graphitique à fort signal électromagnétique. Dans la partie centrale du sillon, du nord au sud (Fig. 1.9) il y a les basaltes et gabbros du domaine de Manthet, la faille de Sunday Lake (FSL), les roches sédimentaires du Groupe de Matagami-Caopatina (ou de la Rivière Turgeon), la faille de Lower Detour – Grasset (FLDG), les basaltes et andésites du Groupe de Brouillan Nord – Fénélon, les roches volcaniques bimodales de composition majoritairement andésitique à rhyolitique du Groupe de Brouillan formant le complexe volcanique de Brouillan, les basaltes, gabbros, et argilites du Groupe d'Enjalran – Bapst, les roches sédimentaires du Groupe de Taïbi, la faille de Casa-Berardi (FCB), les laves mafiques à ultramafiques du Groupe de Cartwright, les basaltes et andésites du Groupe de Vanier-Dalet-Poirier, et enfin les roches basaltiques à rhyolitiques du Groupe de Joutel-Raymond qui forment, avec les roches sédimentaires du Groupe Harricana, le complexe volcanique de Joutel. Les groupes de Manthet, Brouillan Nord - Fénélon et Enjalran - Bapst représentent un environnement sous-marin profond de plaines d'épandage de laves mafiques tholéïtiques alors que les groupes de Brouillan et Joutel-Raymond représentent un environnement situé plus proche de l'arc, propice à la formation d'édifices volcaniques felsiques d'affinité transitionnelle à calco-alcaline (Lacroix, 1994). La présence de stromatolites au sein de niveaux calcaires dolomitiques, observés aussi bien à Joutel qu'à Selbaie, indique un environnement de faible profondeur d'eau (Deptuck et al., 1982; Larson et Hutchinson, 1993; Hofmann et Masson, 1994).

Les roches sont affectées par un métamorphisme régional au faciès des schistes verts qui évolue au faciès amphibolite en s'approchant du contact avec la Sous-province d'Opatika au nord (Lacroix, 1994). Les travaux de cartographie structurale de Lacroix (1987, 1989) appuient la synthèse de Daigneault et al. (2004) qui traite des quatre épisodes de déformation qui affecte la ZVN et donc le SHT. Selon ces auteurs, la schistosité principale, associée à l'épisode de raccourcissement N-S régional D₂ (post-2710 Ma), est subverticale et varie de NO-SE à E-O. Elle est associée à des plis d'échelle régionale P₂ tels que le synclinal d'Enjalran-Bapst et l'anticlinal de Brouillan. Le plissement

est suivi par l'évènement D₃ (2705-2698 Ma) exprimé par la formation de failles et zones de déformation longitudinales qui recoupent les plis P₂. Ces failles, caractérisées par des mouvements inverses à double vergence (nord et sud) et des linéations d'étirement à composante pendage, sont les témoins du paroxysme du raccourcissement N-S. Enfin, l'évènement D₄ est lié à un décrochement dextre bien enregistré au sein des failles NO-SE et E-O formées durant D₃. La signature typique de D₄ correspond à une linéation d'étirement horizontale et un clivage de crénulation NE associé à des plis en Z, ce qui a été observé dans le sud-est du Complexe de Brouillan.

Les deux structures majeures du sillon sont les failles de Sunday Lake (FSL) et de Lower Detour-Grasset (FLDG) (Faure, 2015), situées de part et d'autre du bassin sédimentaire du Groupe de Matagami/Caopatina (Fig. 1.9).

Le SHT est reconnu pour le nombre de ses complexes volcano-plutoniques fertiles en gisements de type SMV, ainsi que par son potentiel prospectif pour les gisements d'or orogénique de type filonien comme les gisements Detour Lake et Casa-Berardi le long des grandes structures E-O. À l'image des camps de SMV de la ZVS (Rouyn-Noranda, Doyon-Bousquet-LaRonde, Val-d'Or, et Kamiskotia), ceux du SHT ont des contenus métalliques variables. En effet, le camp de Matagami, centré sur l'intrusion mafique litée de la Rivière Bell (~2724 Ma; Mortensen, 1993), comporte principalement des SMV zincifères (2725-2724 Ma; Ross et al., 2014) avec des teneurs relativement faibles en métaux précieux, alors que les camps de Joutel (2728 ± 2 Ma; Mortensen, 1993) et Selbaie (2729 ± 4 Ma; Barrie and Krogh, 1996) abritent des gîtes polymétalliques enrichis en or et/ou en argent représentés en grande partie par les SMV (p. ex : Joutel, Poirier, Gemini, Estrades-Caribou, B26). Seul le gisement Selbaie, de type veine/stockwerk à fort contrôle structural, est interprété comme étant de style épithermal (Larson et Hutchinson, 1993). Le SHT est relativement sous-exploré, lui conférant un potentiel prospectif élevé au vu de son environnement géologique d'intérêt.

1.2.3 Le Complexe volcanique de Brouillan (CVB)

1.2.3.1 Généralités

Le CVB a été observé pour la première fois par Remick (1969) qui repère, à partir d'un levé magnétique, une forme ocellée qui s'étend sur 40 km d'est en ouest pour 20 km du nord au sud. Le CVB est encerclé par les basaltes des groupes de Brouillan Nord – Fénélon au nord et d'Enjalran – Bapst au sud (Fig. 1.9). Il est composé des roches volcaniques et volcanoclastiques de la suite andésite-dacite-rhyolite transitionnelle à calco-alkaline du Groupe de Brouillan (Faure, 2012), avec en son cœur un centre intrusif polyphasé, appelé Pluton de Brouillan. Le Pluton de Brouillan est composé de deux phases felsiques (tonalite et granite) calco-alkalines, d'une phase intermédiaire (diorite) transitionnelle à calco-alkaline, ainsi que d'une phase mafique (gabbro) tholéïtique (Faure, 2012). Cet assemblage volcano-plutonique est considéré comme comagmatique. Les datations s'accordent avec un âge de 2729 ± 4 Ma pour la tonalite et un âge de $2729 +3/-2$ Ma pour la rhyolite de la mine Selbaie qui encaisse la lentille de sulfures massifs stratiforme (Barrie and Krogh, 1996). Un autre âge, plus récent, de 2720,3 Ma (Lacroix, 1998 : date préliminaire réalisée par Mortensen et non publiée) concerne la phase granitique du pluton, possiblement tardive, mais n'ayant pas la marge d'erreur sur cet âge, il n'est donc pas considéré pour l'instant. Il s'agit des seules dates publiées dans le CVB, et aucun âge n'est disponible pour le Groupe d'Enjalran-Bapst. Il est proposé par Faure (2012) que la phase mafique du pluton ait joué le rôle d'intrusion nourricière pour les plaines de basalte du Groupe d'Enjalran-Bapst. Le pluton constitue le cœur du pli anticlinal régional de Brouillan (Faure et al., 1990, Lacroix, 1994), par conséquent l'agencement spatial des phases intrusives (tonalite au cœur et phase mafique aux bordures – Fig. 1.9) impliquerait que la phase intrusive mafique et, par extension, les basaltes soient plus jeunes. Cette interprétation/hypothèse, appuyée également par des relations de recoupement, est intéressante car jusque-là les basaltes d'Enjalran-Bapst étaient interprétés comme s'étant déposés avant la mise en place de la phase intrusive felsique calco-alkaline (Lacroix, 1994). Thurston et al. (2008) placent les basaltes du Groupe d'Enjalran-Bapst

dans l'assemblage Stoughton-Roquemaure (2723-2720 Ma) dans sa cartographie régionale bien que ce groupe ne soit pas abordé dans le papier, faute de datation. Cette absence de consensus est discutée dans la section 5.1.5 de la discussion.

1.2.3.2 Stratigraphie du Groupe de Brouillan

Le Groupe de Brouillan est dominé par des tufs à lapillis, à blocs et à cristaux de composition intermédiaire à felsique, intercalés avec des laves et filons-couches andésitiques et des dômes rhyolitiques (Lacroix, 1994). L'affinité magmatique des roches est majoritairement calco-alcaline et localement transitionnelle (Faure, 2012). Le pendage vers le sud de la séquence volcanique est variable, il est subhorizontal à proximité du pluton dans le secteur de la mine Selbaie, puis évolue à 60 degrés au sud-ouest dans le secteur de Carheil-Puiseaux, et atteint 80-85 degrés au sud dans le secteur de B26 à proximité du contact avec le Groupe d'Enjalran-Bapst (Faure et al., 1996; Faure, 2012; Beaudin, 2017).

1.2.3.3 Déformation et métamorphisme

La déformation est globalement faible sur l'ensemble du complexe à l'exception de couloirs étroits de déformation localisés au sud, proche du contact Brouillan/Enjalran-Bapst, qui affecte notamment le secteur de B26 (Lacroix, 1994; Taner, 2000; Adam, 1997; Beaudin, 2017). La séquence de roches du CVB a subi un métamorphisme régional au faciès des schistes verts, marqué par une albitisation des plagioclases (Taner, 2000).

1.2.3.4 Construction du CVB

Faure (2012) a réalisé une compilation inédite des données géologiques à l'échelle du CVB et a réinterprété la carte géologique. Il a notamment mis en évidence la présence de bandes de rhyolite ayant une signature géochimique similaire à celle de la mine Selbaie. Ces bandes de rhyolites se retrouvent au sein d'un corridor relativement continu en partant du sud-ouest dans le secteur de

Carheil – Puiseaux (épaisseur ~ 500-1000 m) et allant jusqu'au sud-est en passant par B26 (épaisseur ~ 350-400 m : Beaudin, 2017; Fayard et al., 2018) (Fig. 1.9). Ces bandes felsiques sont interprétées, à partir de levés géophysiques récents, comme des petits bassins bordés par des failles synvolcaniques. Ces failles sont matérialisées par des dykes felsiques porphyriques, comme c'est le cas à la mine Selbaie (Larson et Hutchinson, 1993; Taner, 2000). Leur orientation varie entre ONO-ESE et E-O. Dans les secteurs situés au sud où une bonne quantité de forages a été réalisée (Cahreil-Puiseaux, B26, Beschefer (Yorbeau)) de larges zones d'altération en phyllosilicates normatifs se superposent à ces structures synvolcaniques (Faure, 2012). Ces nouveaux résultats corroborent plutôt bien le point numéro cinq de l'interprétation tectono-volcanique du CVB de Taner (2000) qui propose comme suit : 1) Mise en place d'un volcanisme andésitique calco-alcalin (arc préexistant) formant le substratum du CVB ; 2) Développement d'une zone de subduction située probablement au contact Brouillan/Enjalran-Bapst ; 3) Évolution du CVB menant à la formation d'une chambre magmatique felsique dans un environnement d'île-en-arc ; 4) Mise en place d'une large caldera au-dessus du CVB (Deptuck et al., 1982; Larson et Hutchinson, 1993); 5) En même temps que cette caldera se développe, en régime d'extension, des structures secondaires ONO-ESE (bordures de rifts) également connectées à la chambre magmatique, qui seraient les conduits d'un volcanisme fissural felsique remplissant les bassins, et de l'activité hydrothermale.

1.2.3.5 Métallogénie du CVB

Le complexe volcanique de Brouillan (CVB) est reconnu pour le gisement polymétallique de la mine Selbaie, exploité de 1981 à 2004 pour un total de 56,9 Mt à 1,85% Zn, 0,87% Cu, 39 g/t Ag and 0,55 g/t Au (Adam, 2004). Depuis, des travaux d'exploration ont eu lieu ponctuellement, surtout au sud du complexe, révélant quelques indices de cuivre, de zinc, d'or et d'argent mais aucun gisement. Cette réalité constitue à priori un non-sens vis-à-vis du provincialisme des gisements volcanogènes (Franklin et al, 2005). La majorité des travaux d'interprétation géologique liée au CVB a été réalisé dans l'environnement immédiat de la mine Selbaie. Par conséquent, il est pertinent de

présenter une synthèse des travaux traitant de la géologie du gisement Selbaie et de son environnement.

Gisement Selbaie

Mine Selbaie a exploité un gisement de Cu-Au-Zn-Ag de gros tonnage mais de teneur modeste découvert en 1974 lors d'une campagne de forage visant une cible électromagnétique (Taner, 2000). Il est caractérisé par deux styles de minéralisation réparties dans trois zones distinctes (A1, A2, B). L'une est stratiforme (SMV dominé par la pyrite : Zone A1), l'autre est discordante (Zones A2 et B) et interprétée comme étant de nature épithermale (Larson et Hutchinson, 1993), ce qui est assez atypique à l'Archéen. Une lentille (8 Mt) massive d'une vingtaine de mètres d'épaisseur de pyrite litée (Zone A1) variablement enrichie en argent (10 à 200 g/t) est d'abord déposée à $2729 \pm 3/-2$ Ma (Barrie et Krogh, 1996) au sommet d'une unité rhyolitique appelée « tuf de Selbaie » par Larson (1987). Cette unité regroupe une succession de coulées et dômes caractérisée par un volume très important de dévitrification et une faible proportion de fragments et phénocristaux (2-5%) de quartz et de feldspaths (Larson et Hutchinson, 1993). Le terme WAT pour « *welded acid tuff* » lui est encore attribué dans la littérature car historiquement elle avait été interprétée par Hull (1976) et Deptuck et al. (1982) comme un tuf acide soudé à chaud alors qu'il s'agirait en réalité de pseudotextures pyroclastiques (fiammes) causées par l'altération (Larson et Hutchinson, 1993). Un hiatus volcanique permet la formation d'une séquence sédimentaire d'une cinquantaine de mètres d'épaisseur dans laquelle des brèches détritiques (issues de l'érosion) et hydrothermales se retrouvent en passage latéral de faciès avec des niveaux carbonatés dans lesquels des lamines de stromatolithe litées ont été observées, impliquant un environnement calme typique des récifs coralliens de lagon (Cormier, 1996). Enfin, cette formation sédimentaire est surmontée d'une épaisse (> 550 m) séquence de tufs rhyolitiques soudés à chaud que sont les ignimbrites, ces coulées pyroclastiques déposées en environnement subaérien de caldeira (Larson et Hutchinson, 1993). La séquence felsique de la mine est estimée à 1500 m d'épaisseur (Taner, 2000). Par la suite, entre $2729 \pm 3/-2$ et 2726 ± 3 Ma (i.e., âge d'un dyke felsique recoupant la minéralisation discordante : Barrie et Krogh, 1996), un réseau

de veines (crustiformes et colloformes) et de brèches hydrauliques polymétalliques discordantes de style épithermal neutre (à localement acide) se sont mises en place selon de multiples plans de fractures recoupant l'ensemble de la séquence felsique, y compris la lentille de pyrite et les roches carbonatées (Deptuck et al., 1982; Faure et al., 1990, 1996; Taner, 2000). Piché et Jébrak (2006) ont caractérisé l'altération du gisement à l'aide du logiciel NORMAT (calculs normatifs) et ont mis en évidence les empreintes de deux systèmes hydrothermaux différents (épithermal neutre à localement acide et SMV). La signature de style épithermal neutre est majoritairement caractérisée par une large altération potassique (orthoclase) alors que la signature acide, observée dans la « *core zone* » proximale au dépôt où le rapport Cu/Zn est plus élevé, est caractérisée par de la pyrophyllite. La pyrophyllite et l'orthoclase ont été recalculés de façon normative mais ont également été observés en lame mince et déterminés par des analyses à la microsonde (Larson et Hutchinson, 1993).

Autres indices et gîtes d'intérêts du CVB

Le CVB a fait l'objet d'un effort d'exploration relativement faible qui a pourtant conduit, pour certains projets, à la découverte d'indices de cuivre, zinc, or ou argent, dans la plupart des cas associés à des bandes de rhyolite mises en évidence par des levés magnétiques. La propriété Wagasic (Fig. 1.10), située dans le prolongement ouest des unités felsiques de la mine Selbaie, suivant une grande structure synvolcanique E-O continue et altérée, regroupent deux zones (« Zinc » et « Argent ») préalablement définies par Billiton Metals Canada Inc.. La zone « Zinc » présente des intersections riches en Zn-Ag (p.ex. : 7,9% Zn, 232 g/t Ag, 0,2 %Cu sur 6,8 m en épaisseur vraie) associées à une minéralisation de type SMV, et la zone « Argent », plus à l'est, des intersections principalement argentifères (p. ex. : 124 g/t Ag sur 90,5 m) associées à de la pyrite disséminée. Le projet Carheil, situé dans le prolongement ouest de la bande felsique qui encaisse le gîte B26 (Fig. 1.10), présente un indice aurifère (i.e., D2 : 16,4 g/t Au et 79 g/t Ag sur 3,4 m) et un gîte argentifère dont les ressources inférées sont estimées à 1,5 Mt à 95 g/t Ag (SIGÉOM, 2020).

De manière générale, une quantité assez importante d'argent est récurrente dans les intersections minéralisées du CVB.

1.2.4 Le gîte B26

Le gîte B26, situé au sud sur une bande felsique différente de la mine (Fig. 1.10), constitue un gîte de type SMV à Cu-Zn plus ou moins enrichi en or dans la minéralisation à cuivre et surtout enrichi en argent dans la minéralisation à zinc, avec des intersections atteignant les 1-2 kg/t Ag.

1.2.4.1 Historique de découverte

De 1959 à 1997 la propriété B26 (Fig. 1.10) a fait l'objet d'une succession de travaux d'exploration intégrant de la géophysique (levés électromagnétiques, magnétométrie, et polarisation provoquée), du forage au diamant (n= 31) et du forage à circulation inverse (n= 93), ayant mis au jour des intersections minéralisées ponctuelles au niveau de conducteurs préalablement identifiés. C'est en 1997 que Billiton Metals Canada Inc., la compagnie détentrice de la mine Selbaie alors en fin de vie, entreprend une campagne d'exploration dans les environs visant à forer au diamant trois conducteurs identifiés par un levé de polarisation provoquée de 55 km. Le troisième forage « B26-03 » recoupe une zone minéralisée en cuivre et or (1,87 g/t Au et 2,89 % Cu sur 11,3 m) qui deviendra l'indice B26 (Adam, 1997). Billiton Metals Canada Inc estime une ressource non conventionnelle (non NI43-101) de 600 000t tonnes à 2,8% Cu et 2,9 g/t Au sur 250 m depuis la surface (Adam, 1997). En 1998, SOQUEM Inc. optionne la propriété et travaille le gîte jusqu'en 2002. Puis, en 2009, elle récupère 100% des parts de la propriété et entame une compilation des données suivie de campagnes de forages d'exploration fructueuses (Beaudin, 2017) permettant une valorisation croissante du gîte avec une première estimation des ressources en 2014 mettant en valeur le potentiel cuprifère et aurifère du gisement (10,7 Mt à 1,25% Cu et 0,41 g/t Au; Paiement, 2016). Jusqu'alors le gîte était interprété comme de type épithermal par analogie à la mine Selbaie. C'est en 2015, après avoir intersecté dans plusieurs forages de la sphalérite massive, que SOQUEM interprète B26 comme étant un gîte de type SMV. SOQUEM lance alors une grosse campagne d'échantillonnage lithogéochimique afin de caractériser l'intensité de l'altération via le calcul d'indices d'altération (Grondin, 2016). La dernière estimation des ressources est assez représentative du

gisement polymétallique à Zn-Cu-Au-Ag (i.e., ressources indiquées + inférées : 11,4 Mt @ 1,52% Cu, 1,19% Zn, 0,78 g/t Au, et 30 g/t Ag : Camus et Valdnais-LeBlanc, 2018).

1.2.4.2 Faits saillants sur le gîte

Minéralisations

Avant 2015, et depuis que le gîte B26 est travaillé, préférentiellement pour son potentiel à Cu-Au, une analogie avec la minéralisation épithermale du gisement Selbaie était proposée :

« Le gîte de B26 représente possiblement une zone de minéralisation épigénétique associée à une structure linéaire formée par l'effondrement de la caldera. La présence d'un conducteur formationnel (faille graphitique), ainsi que la composition de la minéralisation observée supportent cette évidence. La circulation des fluides hydrothermaux au sein de cette structure a engendré une altération importante des roches encaissantes ainsi que la formation de zones à veinules de sphalérite (niveau structural supérieur) et à veinules de chalcoppyrite (niveau structural inférieur). La déformation post-minéralisation pourrait avoir superposé ces deux compositions de la minéralisation tel qu'observé à B26. » (Paiement, 2016, p. 39).

Depuis 2015, l'interprétation du gîte B26 a changé. Le rapport statutaire (Beaudin, rapport interne) pas encore publié au moment de la publication de ce mémoire, donne une description actualisée et détaillée des différentes lithologies et minéralisations identifiées par description des carottes de forage. Ils décrivent une minéralisation de type veines/veinules de chalcoppyrite remobilisées, souvent associées à des veines de quartz, dans l'éponte inférieure du gîte, surmontée par une minéralisation de type SMV à Zn-Pb-Ag associée à un niveau d'exhalite litée. Enfin, la minéralisation présente dans l'éponte supérieure est décrite comme des veines et veinules de remobilisation à sphalérite-pyrite-(± galène) localement riches en argent.

Déformation

Cette section résume les éléments relatifs à la déformation du gîte B26 décrits dans Beaudin (rapport interne).

Les unités constituant la séquence stratigraphique sont orientées est-ouest avec un pendage d'environ 87° vers le sud. La première et principale phase de déformation affecte l'ensemble des

unités du secteur. Cette déformation est caractérisée par le développement d'une schistosité pervasive d'une intensité faible à intense. Dans les roches felsiques affectées par l'altération hydrothermale, l'intensité de la schistosité est modérée à intense et culmine au niveau de l'horizon de sulfures massifs (effet rhéologique). Dans les roches situées au sud de la zone d'altération, la schistosité est modérée à faible. La seconde phase de déformation, plus subtile, est caractérisée par le développement d'un clivage de crénulation d'attitude perpendiculaire à la schistosité principale, bien visible dans les bandes riches en phyllosilicates.

Les roches volcaniques altérées sont recoupées par de nombreuses failles et zones de failles d'épaisseurs millimétriques à métriques. Certaines de ces failles pourraient être d'origine syn-volcanique mais l'orientation, la continuité et la relation avec l'altération de ces failles sont mal définies.

1.3 Problématique spécifique

Situé à proximité de Mine Selbaie (Fig. 1.10), le gîte B26 présente quelques caractéristiques atypiques pour un SMV.

Bien que sa géométrie, présentant une zone à Cu-(Au) à la base et à Zn (Ag-Pb) au sommet, soit typique de la distribution binaire des SMV archéens (Huston et al., 2000), deux caractéristiques sont considérées comme atypiques : (1) la séparation physique (ou découplage) nette de ces deux zones par quelques dizaines de mètres de rhyolite altérée (Fig. 1.11), la plupart du temps stérile; (2) La présence de l'or uniquement dans la partie inférieure discordante (Au-Cu), impliquant une introduction de l'or uniquement à haute température, sans processus de raffinage subséquent.

De plus, la zone riche en zinc est particulièrement riche en argent, ce qui est rarement le cas des SMV archéens et concerne plutôt les SMV plus jeunes (p. ex. : les SMV cambriens du district de Mount Read en Tasmanie, Australie : Large, 1992).

Le contexte régional du secteur de Selbaie met en évidence des caractéristiques métallogéniques également atypiques. La superposition ou nature polyphasée de styles de minéralisation distincts du gisement Selbaie suggère que l'environnement géologique ait pu varier assez rapidement (p. ex. : variations de la profondeur d'eau). Aussi, la signature métallique du gisement épithermal de Selbaie démontre une influence notable d'un centre magmatique (Pluton de Brouillan) contemporain (Barrie et Krogh, 1996) à l'activité hydrothermale et aux minéralisations observées.

À B26, la séparation physique d'une zone à Cu-Au et une zone à Zn-Pb-Ag de même que la présence de zones très enrichies en Ag suggèrent certaines complexités dans le développement de ce système. Par conséquent, l'étude du gisement B26 semble être une approche judicieuse pour accroître la documentation de ce secteur d'intérêt et raffiner les connaissances sur les processus métallogéniques d'enrichissement en métaux précieux archéens dans des environnements où SMV et épithermaux cohabitent.

Enfin, comme de nombreux gîtes archéens, le degré de déformation enregistré dans les zones minéralisées de B26 ajoute une dimension ou complexité supplémentaire au sujet, avec une possible redistribution secondaire des métaux précieux. Ceci fait du projet B26 un thème de recherche pertinent puisque certaines implications importantes pour l'exploration en Abitibi, de même qu'ailleurs dans des ceintures de roches vertes archéennes, pourraient découler de cette étude.

Ces particularités font de B26 un cas d'étude permettant d'aborder certaines lacunes de connaissance :

- Quels sont les facteurs et mécanismes expliquant la nature et la distribution des métaux précieux à l'intérieur du système minéralisé de B26 ?
- La déformation et le métamorphisme ont-ils un rôle sur cette distribution ? Si oui, quelles sont leur importance relative ?
- Sommes-nous en présence d'un gîte transitionnel entre les SMV et les gîtes épithermaux subaériens ? Les métaux présents dans les zones minéralisées de B26 proviennent-ils uniquement du lessivage des roches encaissantes ou bien y a-t-il eu une contribution magmatique ?

1.4 Objectifs

Le but principal de ce projet est de définir : (1) la nature des minéralisations en métaux usuels et précieux du gîte B26 et (2) les principaux facteurs primaires et/ou secondaires exerçant un contrôle sur la distribution et la géométrie des zones minéralisées enrichies en métaux précieux. Pour ce faire, les sous-objectifs suivants ont été définis, avec une attention particulière aux implications liées à l'exploration :

- 1) Définir la signature géochimique et les faciès volcaniques des unités lithologiques de la séquence stratigraphique de B26. Proposer une chronologie de mise en place de l'empilement volcanique;
- 2) Caractériser l'altération hydrothermale, et définir des assemblages d'altération significatifs;
- 3) Caractériser les principaux types de minéralisation en termes de style, minéralogie (emphasis sur les phases porteuses des métaux précieux), géochimie, et distribution;
- 4) Documenter la signature en éléments traces des fluides minéralisateurs, et proposer des vecteurs pour le ciblage des minéralisations en exploration;
- 5) Définir la distribution spatiale des zones minéralisées en fonction des unités et faciès volcaniques, des assemblages d'altération, et autres objets géologiques;
- 6) Documenter le rôle de la déformation et du métamorphisme sur la géométrie actuelle du dépôt avec une emphase sur les métaux précieux;
- 7) Dédire de l'ensemble des observations faites, les caractéristiques discriminantes des processus impliqués dans le contrôle des métaux précieux à B26 afin de raffiner les modèles génétiques.

1.5 Méthodologie

Dans cette partie, l'approche méthodologique sera détaillée selon les différents objectifs spécifiques (cf. Tableau 1.1).

1.5.1 Échantillonnage

Le gîte B26 étant entièrement recouvert d'une épaisse couverture sédimentaire glaciaire quaternaire, les seuls points d'observation directs du gîte sont les carottes de forage.

1.5.1.1 Unités lithologiques et altérations

Afin de représenter le mieux possible l'ensemble des lithologies et des altérations entourant les minéralisations, l'étudiant a utilisé la base de données lithogéochimiques de SOQUEM qui totalise 84 forages et 2111 analyses de roches totales.

De plus, une cinquantaine d'échantillons ont été prélevés le long de trois forages représentatifs illustrés sur la Figure 1.11 (1274-14-220, 1274-17-259, 1274-17-266). Ces échantillons ont été utilisés pour les analyses lithogéochimiques (échantillons altérés et moins altérés) et un morceau d'échantillon a été conservé systématiquement pour la confection de lames minces polies à des fins de description pétrographique. Ces analyses lithogéochimiques ont servi de points de contrôle à l'observation pétrographique et ont été utilisées pour définir des vecteurs d'exploration en utilisant certains éléments traces semi-volatiles (i.e., Tl, Sb, Se).

1.5.1.2 Minéralisations

Pour les zones minéralisées deux stratégies ont été adoptées. La première stratégie, très ciblée, concerne l'échantillonnage lithogéochimique pour analyses de roches totales des principales minéralisations de sulfures semi-massifs à massifs. Douze échantillons représentatifs ont été prélevés à différentes localités (latérales et verticales) des zones à Cu-Au et à Zn-Pb-Ag, et une lame

mince polie est associée à chacune de ces analyses. La seconde stratégie, visant à obtenir une couverture spatiale de l'ensemble du gîte, a consisté en l'échantillonnage de tous les principaux types de minéralisations présents à B26 (Cu-Au : n = 19 ; lentille SMV principale : n = 10 ; Zn-Ag-Pb : n = 21). Les échantillons recueillis lors de cette phase d'échantillonnage n'ont pas été ré-analysés (car déjà présents dans la base d'analyses métaux de SOQUEM) mais documentés en détail mégascopiquement et au microscope en plus d'être utilisés par la suite pour les microanalyses. La stratégie d'échantillonnage s'est appuyée sur la base de données d'analyses de métaux de la compagnie afin de cibler les intersections porteuses de métaux précieux, et toutes les associations métalliques possibles.

1.5.2 Techniques et protocoles analytiques

1.5.2.1 Analyses de roches totales des lithologies

La base de données lithogéochimique de SOQUEM comprend 2111 analyses de roches totales obtenues selon le protocole analytique SOQ-5 que la compagnie a élaboré avec le laboratoire ALS Chemex de Val-d'Or. Les 66 éléments (majeurs, traces, ETR, métaux de base, PAF) analysés, leurs limites de détection ainsi que toutes les méthodes de digestion/fusion et d'analyses utilisées par le laboratoire sont résumées à l'Annexe A.1.

Dans le cadre du projet des analyses lithogéochimiques supplémentaires des lithologies ont été réalisées selon le protocole analytique SOQ-5a, également élaboré avec le laboratoire ALS Chemex de Val-d'Or. Les protocoles analytiques et les résultats d'analyses sont présentés aux Annexes A.2 et B.1, respectivement. Ces analyses n'ont pas été utilisées pour la classification lithogéochimique car la méthode analytique utilisée (i.e., ME-MS81 : Fusion au Li-métaborate et ICP-MS, Annexe A.2), notamment pour les éléments discriminants (p. ex. : ETR, Zr, Ti, Al, Nb), est identique à celle utilisée pour les analyses de la base de données de SOQUEM (Annexe A.1). La qualité des analyses a été contrôlée par l'insertion d'un standard certifié (i.e., OREAS 24b) tous les

dix échantillons analysés (Annexe B.2). Ces analyses ont été utilisées pour définir (et comparer avec le protocole SOQ-5) la signature en éléments traces semi-volatils (ie., Tl, Se, Sb) (voir Objectif 4).

1.5.2.2 Analyses de roches totales des minéralisations

Les 10 échantillons ont été analysés selon le protocole analytique SOQ-5b élaboré avec le laboratoire ALS Chemex de Val-d'Or. Les protocoles analytiques et les résultats d'analyses sont présentés aux Annexes A.3 et C, respectivement.

1.5.2.3 Analyses métaux et multiéléments

Les analyses métaux de la base de données de Soquem pré-datant 2016 ne comportent qu'uniquement le Cu, Zn, Au, et Ag. À partir de 2016, la compagnie utilise le protocole analytique SOQ-3 élaboré avec le laboratoire ALS Chemex de Val-d'Or. Il s'agit principalement d'analyses multiéléments (n=48), le protocole analytique et les limites de détections sont présentés à l'Annexe A.4.

1.5.2.4 Microsonde

Les analyses à la microsonde électronique ont été effectuées à l'Université Laval, à Québec, sous la supervision du Dr. Marc Choquette. Un ensemble de 105 analyses ont été effectuées sur un total de 16 lames minces. Les minéraux analysés sont : micas blancs (n=42), chlorites (n=31), et carbonates (n=32). Ces analyses ont été réalisées à l'aide d'un appareil CAMECA SX-100 composé de 5 spectromètres WDS à longueur d'onde. Les analyses ont été effectuées sous un faisceau électronique de 15 kv et 20 nA, selon un temps de comptage variable. Les données obtenues ont été utilisées afin de définir précisément la composition chimique des minéraux d'altération. Les résultats d'analyses sont présentés à l'Annexe D.

1.5.2.5 Microscope électronique à balayage

Les microanalyses (semi-quantitatives) ponctuelles, obtenues par spectroscopie à rayons X en dispersion d'énergie (ou EDS : abréviation de l'anglais « *Energy dispersive X-ray spectroscopy* »), ont été réalisées chez IOS Services Géoscientifiques à Chicoutimi à l'aide d'un microscope électronique à balayage Zeiss Sigma 300 VP (FE-SEM). Cet instrument est équipé du dernier détecteur EDS-SDD d'Oxford Instruments X-Max 170 mm², d'un détecteur d'électrons rétrodiffusé HDBSD 5 secteurs (BSE), ainsi que de trois détecteurs d'électrons secondaires (VPSE, SE et InLens) et un détecteur TEM. Le détecteur EDS-SDD est équipé de la dernière technologie *Silicium Drift Detector* permettant la détection rapide de tous les éléments sauf l'hydrogène, l'hélium et le lithium, et est capable de traiter plus de 200 000 comptes par seconde avec une résolution spectrale élevée et un faible courant de sonde. L'acquisition a été effectuée à 20 kV, sous vide poussé, avec une ouverture de 60 µm et une distance de travail d'environ 10 mm. Dix-huit lames minces polies ont été analysées pour un total de 211 microanalyses, dont 59 dédiées aux phases métalliques de la minéralisation à Cu-Au, 111 à celles de la minéralisation à Zn-Pb-Ag, et 41 aux minéraux silicatés et carbonatés de la gangue. Les analyses sont exprimées en pourcentage massique et sont présentées à l'Annexe E. Le mode d'imagerie par électrons rétrodiffusés a permis d'obtenir des images en niveaux de gris. Des cartes chimiques semi-quantitatives ont également été réalisées à l'aide de la technologie QEMSCAN et du logiciel *Aztec-Large area mapping*.

1.5.2.6 LA-ICP-MS

Les éléments traces des grains de pyrite ont été analysés quantitativement par spectroscopie de masse avec plasma à couplage inductif (*inductively coupled plasma mass spectrometer*, ICP-MS) par l'intermédiaire d'une ablation laser (*laser ablation*, LA). Les analyses ont été réalisées au LabMaTer de l'Université du Québec à Chicoutimi. L'appareil est composée d'un spectromètre de masse Agilent 7700x associé à un laser Excimer 193 nm Resonetics M-50. Les isotopes analysés sont les suivants : ²⁴Mg, ²⁸Si, ³³S, ³⁴S, ⁵¹V, ⁵²Cr, ⁵⁵Mn, ⁵⁶Fe, ⁵⁷Fe, ⁵⁹Co, ⁶⁰Ni, ⁶⁵Cu, ⁶⁶Zn, ⁷¹Ga,

^{74}Ge , ^{75}As , ^{82}Se , ^{107}Ag , ^{111}Cd , ^{115}In , ^{118}Sn , ^{121}Sb , ^{126}Te , ^{182}W , ^{197}Au , ^{200}Hg , ^{205}Tl , ^{208}Pb et ^{209}Bi .

Les paramètres utilisés sont 15 Hz de fréquence, et 3 J/cm² de puissance.

Quelques points ont été réalisés, mais à défaut d'avoir des lames assez épaisses pour permettre un temps d'analyse adéquat à une bonne précision, les lignes (traverses) ont été privilégiées pour bénéficier d'un temps d'analyse plus long, même si cela a entraîné un travail supplémentaire d'intégration du signal durant le traitement. Un total de 104 lignes et 8 points a été réalisé pour les grains de pyrite sur 20 lames minces polies, et 40 lignes ont été réalisées pour les matériaux de références. Les lignes (vitesse : 5-15 µm/s) et les points ont été analysés avec un diamètre de laser variant de 15 à 55 µm (ajusté en fonction de la taille des grains). Chaque analyse comprend 30 secondes d'acquisition du bruit de fond (analyse du gaz), le signal de la pyrite analysée, et cinq secondes d'analyse des gaz résiduels dans la chambre de l'ICP-MS. S'agissant essentiellement de grains de pyrite, la valeur stoechiométrique du fer (^{57}Fe : 46,55%) a été utilisée comme standard interne. Les matériaux de référence certifiés MASS-1 (Wilson et al. 2002) et GSE-1g (Joschum et al., 2005) ont été utilisés pour la calibration, mais également pour la validation de la qualité des résultats avec les matériaux de référence non certifiés UQAC-FeS1 (UQAC, Canada) et JB-MSS5 (Université de Dalhousie, Canada). Le contrôle de la qualité des données est présenté à l'Annexe F.1, et les résultats d'analyses sont présentés à l'Annexe F.2.

Le traitement des données brutes a été réalisé avec le logiciel Igor Pro-Iolite version 6.37. Les limites de détection (L.D.) inférieures utilisées sont celles calculées par le logiciel. Le signal des grains de pyrite a été intégré différemment en fonction des zonation métalliques observées. Les microinclusions ont été évitées au maximum.

En se basant sur les mêmes paramètres que pour les lignes, des cartes élémentaires ont aussi été réalisées sur trois grains de pyrite. Elles ont été générées avec l'extension Iolite et servent à illustrer semi-quantitativement la distribution spatiale des éléments traces.

1.5.3 Méthodologie spécifique à l'objectif 1

La banque d'analyses lithogéochimiques de SOQUEM, obtenue par le protocole analytique SOQ-5 (Annexe A.1), est utilisée pour définir la composition géochimique et l'affinité magmatique des différentes unités volcaniques, intrusives et sédimentaires afin de mieux comprendre l'environnement volcanique encaissant le gîte. Cela est d'autant plus important que cet environnement contrôle la morphologie et une partie des métaux du SMV. La majorité des unités étant altérées, des diagrammes de discrimination utilisant les éléments immobiles ont été utilisés. Par exemple, les diagrammes Zr/TiO_2 vs Nb/Y de Winchester et Floyd (1977) et Pearce (1996) sont utilisés pour la discrimination compositionnelle des roches volcaniques, et le diagramme Th/Yb vs Zr/Y de Ross et Bédard (2009) pour la discrimination des affinités magmatiques.

L'étude pétrographique rigoureuse des échantillons macroscopiques et des lames minces a permis de documenter : (1) les différentes textures volcaniques des roches volcaniques afin d'affiner la compréhension de l'architecture volcanique, et (2) la minéralogie détaillée des roches afin de discriminer d'avantage les variations compositionnelles mises en évidence par la lithogéochimie.

1.5.4 Méthodologie spécifique à l'objectif 2

Étudier les altérations hydrothermales d'un SMV est une façon indirecte d'établir certaines caractéristiques intrinsèques des fluides hydrothermaux (p. ex. : température, pH) et de repérer les conduits synvolcaniques empruntés par les fluides. La lithogéochimie permet de caractériser les gains et pertes d'éléments chimiques mobiles engendrés par les altérations hydrothermales en utilisant la méthode des bilans de masse (p. ex. : Gresens, 1967; Grant, 1986; Barrett et MacLean, 1994). La méthode des bilans de masse par précurseurs modélisés de Trépanier et al. (2016) a été préférée pour le gîte B26, et les justifications sont mentionnées au chapitre 3. Aussi, une caractérisation pétrographique détaillée de la minéralogie des différentes altérations a été réalisée au microscope optique. Des microanalyses quantitatives ponctuelles, réalisées à la microsonde, ont permis de caractériser précisément la chimie de certains minéraux d'altération (chlorite, séricite,

biotite, carbonate; Annexe D). Afin d'aider à la reconnaissance optique, des microanalyses semi-quantitatives EDS ponctuelles ont été réalisées sur divers minéraux de gangue des minéralisations ou des assemblages d'altération (p. ex. : feldspath, carbonate; Annexe E.3). Enfin, quelques cartes chimiques ont été générées pour illustrer les minéraux d'altération texturalement très subtils de certains assemblages d'altération de l'éponte supérieure.

1.5.5 Méthodologie spécifique à l'objectif 3

La typologie et la distribution des minéralisations dans les gîtes de SMV sont souvent caractéristiques des processus et conditions physico-chimiques favorables à la concentration, au transport et à la précipitation des métaux et plus particulièrement des métaux précieux (Barrie et Hannington, 1999). Par conséquent, une description détaillée des carottes de forage et des lames minces polies est nécessaire afin de dresser l'inventaire des différents styles et assemblages minéralogiques des minéralisations.

De plus, la présence de certains métaux traces et leur distribution permettent de contraindre les conditions physico-chimiques des systèmes hydrothermaux fossiles ainsi que la ou les source(s) potentielle(s) des métaux (Hannington et al., 1999a; Huston et al., 2011). Par conséquent, des analyses lithogéochimiques (éléments traces et majeurs : protocole analytique SOQ-5b – Annexe A.3) ont été effectuées sur des échantillons de SMV et SSMV des principales zones minéralisées (Cu-Au et Zn-Pb-Ag) afin d'avoir une idée globale de la signature en éléments traces des minéralisations. De façon complémentaire, une caractérisation pétrographique microscopique des lames minces polies à l'aide d'un microscope optique (lumière transmise et réfléchi) a permis de documenter précisément la minéralogie des phases porteuses de métaux précieux (p. ex. : sulfures, sulfosels) et définir des paragenèses. Cette caractérisation pétrographique a bénéficié de microanalyses semi-quantitatives ponctuelles EDS et de l'imagerie à électrons rétrodiffusés obtenues grâce au MEB-EDS (section 1.5.2.5), surtout pour les phases métalliques exotiques, souvent caractérisées par des textures complexes.

1.5.6 Méthodologie spécifique à l'objectif 4

Comme la pyrite est un sulfure présent à chacun des stades de minéralisation du système hydrothermal, elle incorpore des éléments traces dont la signature peut être utilisée pour déduire les conditions de formation des minéralisations (Large et al. 2007). Les microanalyses au LA-ICP-MS (points et lignes) ont donc été utilisées pour identifier la signature (quantitative) en éléments traces des différents types de pyrite provenant des zones minéralisées de B26. Des cartes chimiques ont quant à elles servi à illustrer semi-quantitativement la distribution spatiale des éléments traces au sein de certains grains de pyrite zonés.

Certains éléments traces (p. ex. : Tl, Sb, Se) sont enrichis dans les minéraux des roches encaissantes dans l'environnement immédiat des gisements de type SMV. Leur signature permet de caractériser la nature du fluide minéralisateur et de mieux cibler les minéralisations à cuivre et à zinc des SMV (Large et al., 2001a; Genna et Gaboury, 2019). Le but sous-jacent de ces analyses supplémentaires (SOQ-5a) est d'obtenir une mise en solution plus efficace de ces éléments semi-volatils (i.e., Tl, Sb, Se). Le protocole SOQ-5 utilise la méthode de digestion à l'aqua regia pour les semi-volatils. Genna et Gaboury (2019) ont démontré que la méthode de digestion à 4 acides est beaucoup plus efficace, surtout pour dissoudre les silicates. À titre d'exemple, pour Tl et Sb, la digestion à l'aqua regia ne met en solution qu'une part mineure de Tl (~20%) et partielle de Sb (~70%), correspondant au Tl et Sb présents dans les sulfures. Ainsi, les quantités restantes de Tl (~80%) et de Sb (~30%) demeurent dans les phases réfractaires que sont principalement les silicates (i.e., séricite). Toutefois, pour l'exploration de SMV, le Tl contenu dans la séricite représente un halo beaucoup plus large que celui contenu dans les sulfures, et constitue donc un excellent vecteur (Large et al., 2001a; Genna et Gaboury, 2019). Par conséquent, la digestion à 4 acides est préférable. Afin de mieux visualiser les halos de concentration de ces éléments en carte et en section, une modélisation 3D a été réalisée par l'intermédiaire du logiciel *Leapfrog Geo*.

1.5.7 Méthodologie spécifique à l'objectif 5

Les observations et résultats d'analyses traitant des minéralisations, des altérations, des faciès et textures volcaniques, et des conduits synvolcaniques, ont été mises en commun via la réalisation d'une section type du gîte B26 (i.e., 652950 Est). Cette mise en section, intégrant une grande part des résultats de cette étude, a été réalisée par l'intermédiaire du logiciel de dessin *Adobe Illustrator*.

1.5.8 Méthodologie spécifique à l'objectif 6

La déformation peut causer une remobilisation mécanique des sulfures s'illustrant par un fluage/transfert de masse intergranulaire et intragranulaire des grains de sulfures à l'état solide de façon interne ou externe au SMV (Gilligan et Marshall, 1987; Marshall et Gilligan, 1987). Une remobilisation par des fluides métamorphiques (ou remobilisation chimique) peut également avoir lieu et serait indissociable de la remobilisation mécanique dans le sens où ces processus agiraient de façon interdépendante. (Gilligan et Marshall, 1987; Marshall et Gilligan, 1987). Le fluage des sulfures est dû en grande partie à une contrainte appliquée à un assemblage hétérogène composé de sulfures et de roches encaissantes silicatées, créant un contraste de compétence élevé (Ramsay, 1967). Les sulfures communs ont une ductilité relative classée comme suit, de la plus faible à la plus importante : pyrite (agit comme un cœur résistant) -sphalérite-chalcopryrite-pyrrhotite-galène (Marshall et Gilligan, 1987). Ces remobilisations s'illustrent par des textures et structures remarquables (p.ex. : la texture de *durchbewegung* et les veines de percement : Marshall et Gilligan, 1989). Ces textures sont observables à l'échelle macroscopique et microscopique. Des études récentes réalisées sur des SMV-Au-Ag déformés (p. ex.: Lalor, Manitoba : Caté et al., 2015; Ming, Terre-Neuve : Pilote et al., 2017) ont démontré qu'une étude rigoureuse des textures des minéralisations et des fabriques structurales permettent d'estimer relativement bien le degré de remobilisation engendré par la déformation et le métamorphisme.

Du fait d'une linéation d'étirement très forte à 65°SO contenue dans le plan de schistosité principale et affectant l'ensemble des minéralisations (Fig. 1.12a), la totalité des lames minces a été coupée perpendiculairement à cette linéation afin de pouvoir observer les différentes relations dans le plan de moindre déformation (i.e., plan YZ). Toutefois, afin de caractériser l'intensité de la déformation et de définir des potentiels indicateurs cinématiques, quelques-unes de ces lames ont été jumelées à des lames coupées de façon parallèle à la linéation (i.e., plan XZ), préférentiellement dans des unités porphyriques ou volcanoclastiques. Enfin, pour caractériser et documenter les textures engendrées par la remobilisation des sulfures, une étude pétrographique au microscope optique accompagne systématiquement les descriptions minéralogiques générales.

1.5.9 Méthodologie spécifique à l'objectif 7

À l'aide de l'ensemble des résultats obtenus durant le projet et d'une revue de la littérature, plusieurs livrables interprétatifs ont été générés (cf. Chapitre 5) :

- (1) Les caractéristiques de B26 ont été comparées aux éléments diagnostiques des modèles génétiques existants sur l'origine de l'enrichissement en métaux précieux des SMV. De plus, certaines des caractéristiques ont été comparées régionalement aux indices, gîtes et gisements présents dans le complexe volcanique de Brouillan (p. ex. : Gisement Selbaie).
- (2) Une reconstitution schématique de l'architecture volcanique et hydrothermale de B26 et de son système minéralisé pré-déformation.
- (3) Le gîte B26 et le gisement Selbaie ont été intégrés dans une reconstitution schématique du paléoenvironnement géodynamique supposé de la partie Sud du Complexe volcanique de Brouillan, d'après l'état actuel des connaissances.

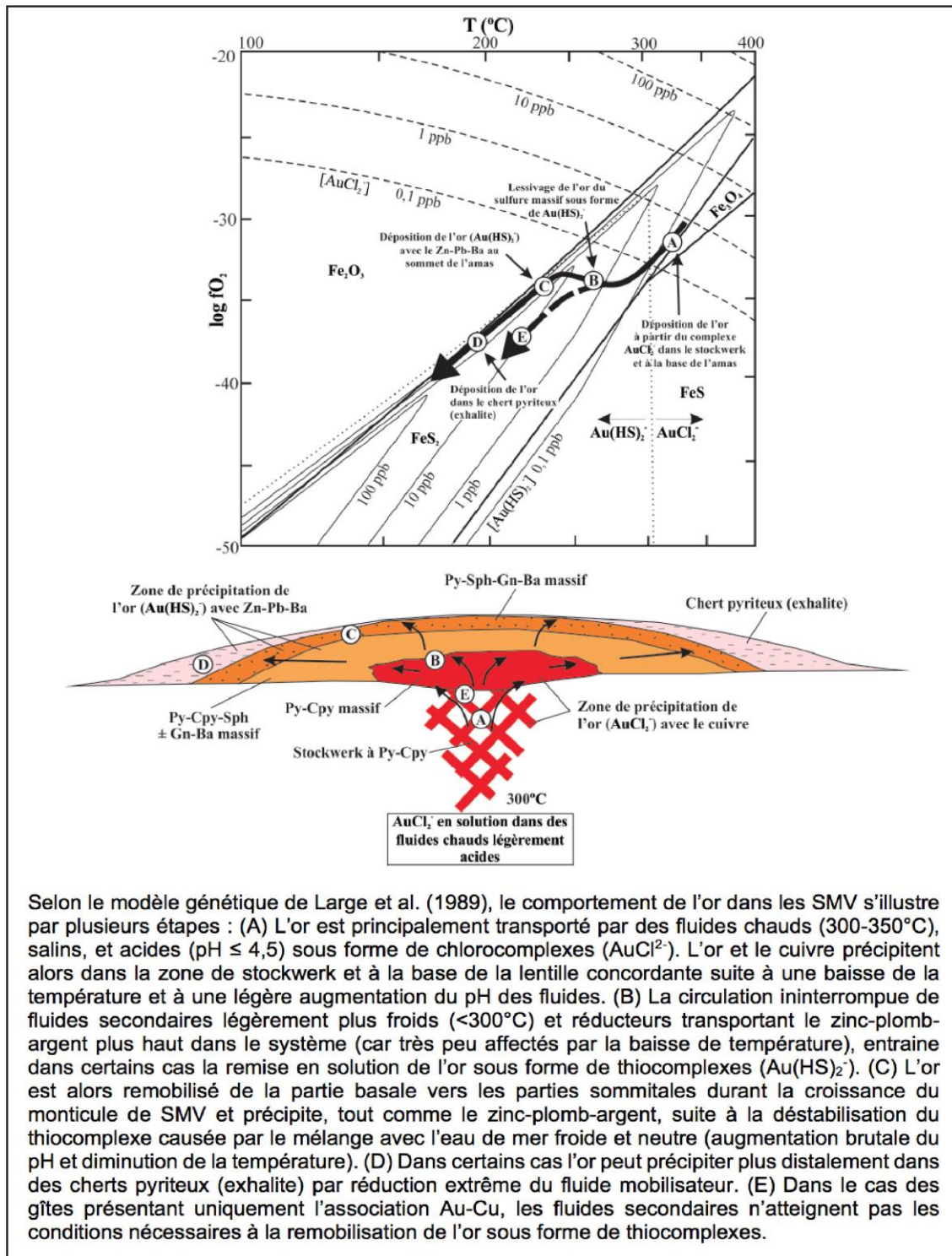


Figure 1.1 : Modèle schématique des conditions de transport et de précipitation de l'or dans un SMV établi à partir des conditions physico-chimiques et dynamiques supposées (Tiré de Mercier-Langevin (2005) modifié selon Large et al. (1989)).

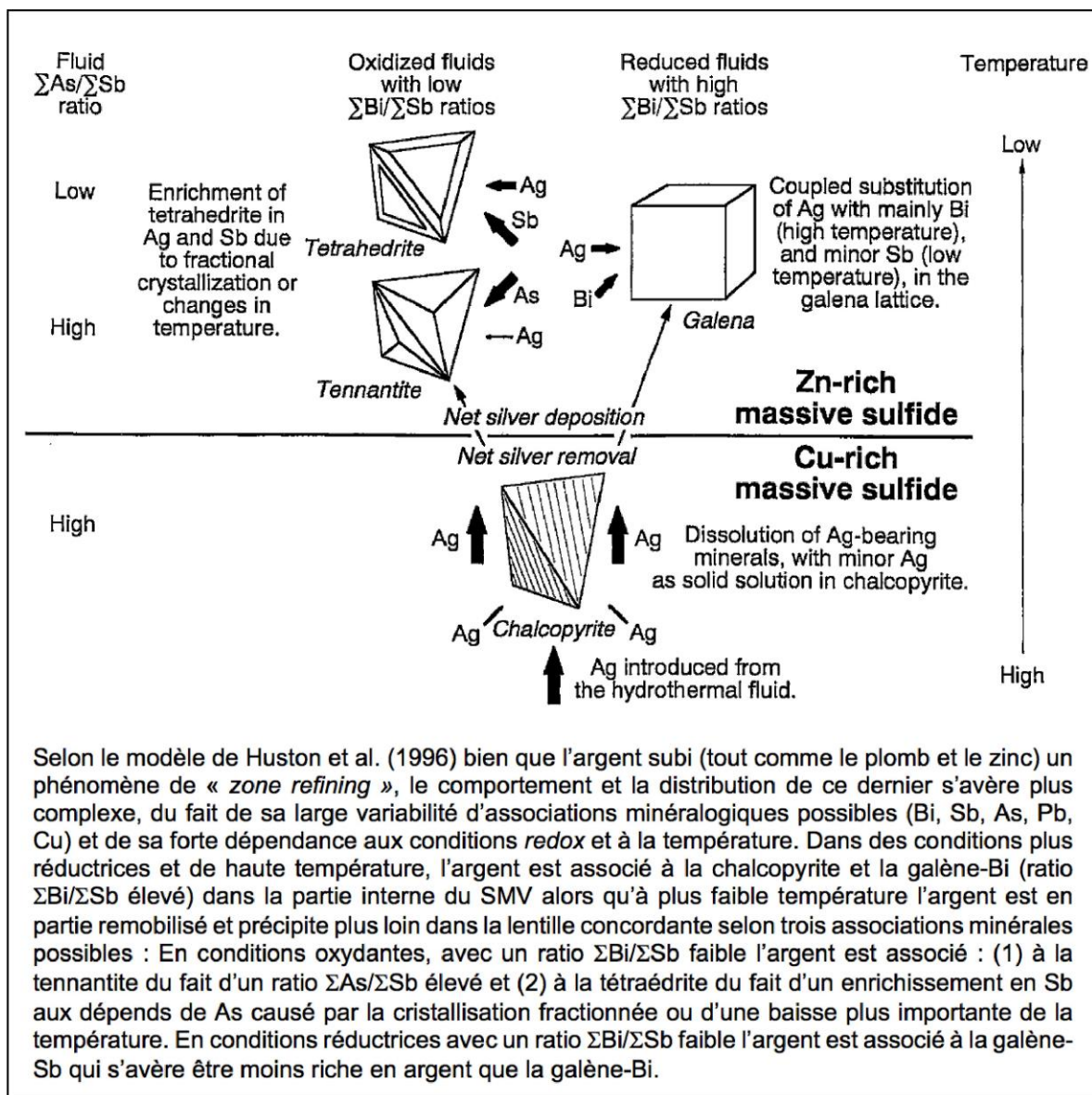


Figure 1.2 : Modèle théorique de la distribution de l'argent dans les SMV en fonction des conditions physico-chimiques et des affinités minéralogiques (Tiré de Huston et al., 1996).

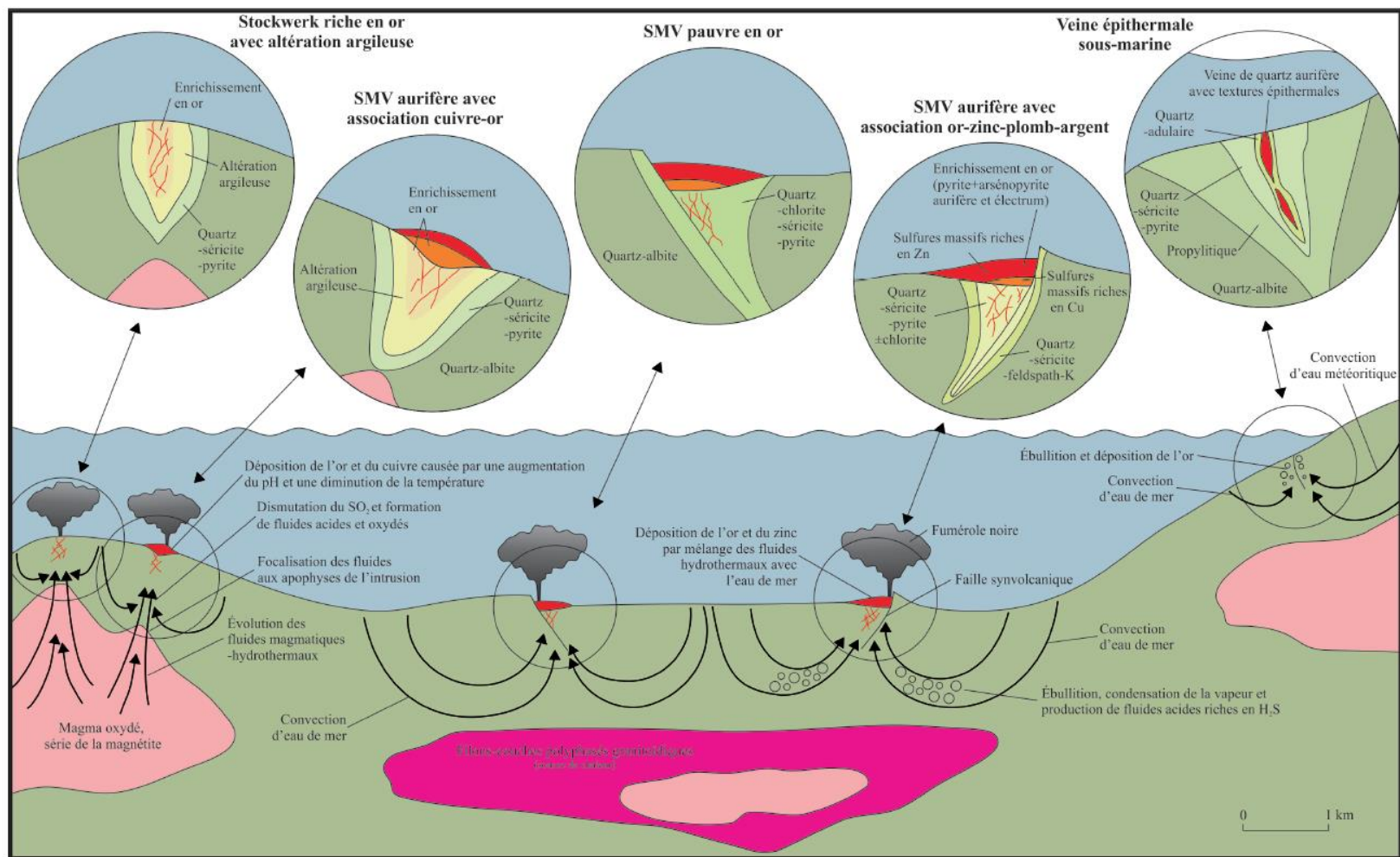


Figure 1.3 : Diagramme schématisant la distinction entre les différents systèmes minéralisateurs permettant la formation des SMV à métaux usuels, des différents types de SMV-Au-Ag et des épithermaux se formant à faible profondeur d'eau (Huston, 2000).

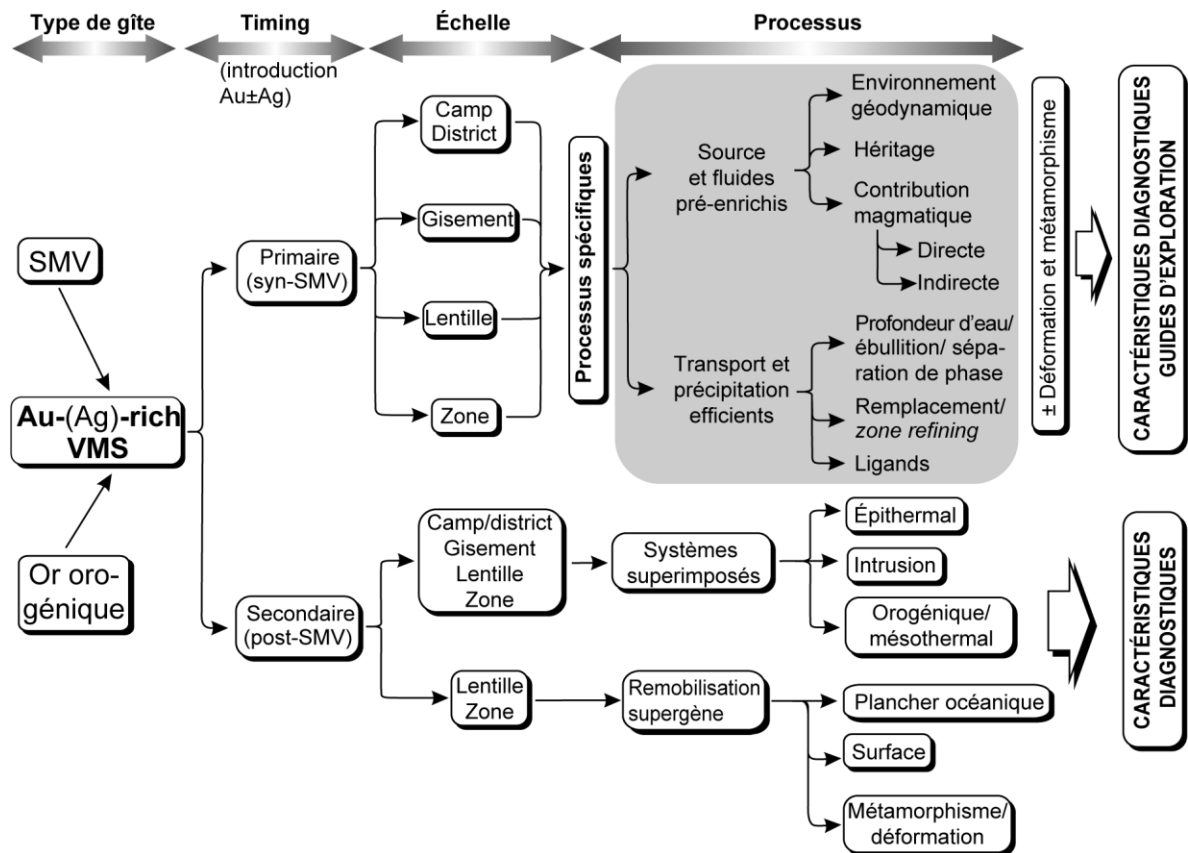


Figure 1.4 : Schéma synthétique des possibles contrôles primaires et secondaires pouvant être impliqués dans l'enrichissement et la distribution des métaux précieux dans les SMV (Tiré de Caté (2015) modifié d'après Mercier-Langevin et al., 2015)).

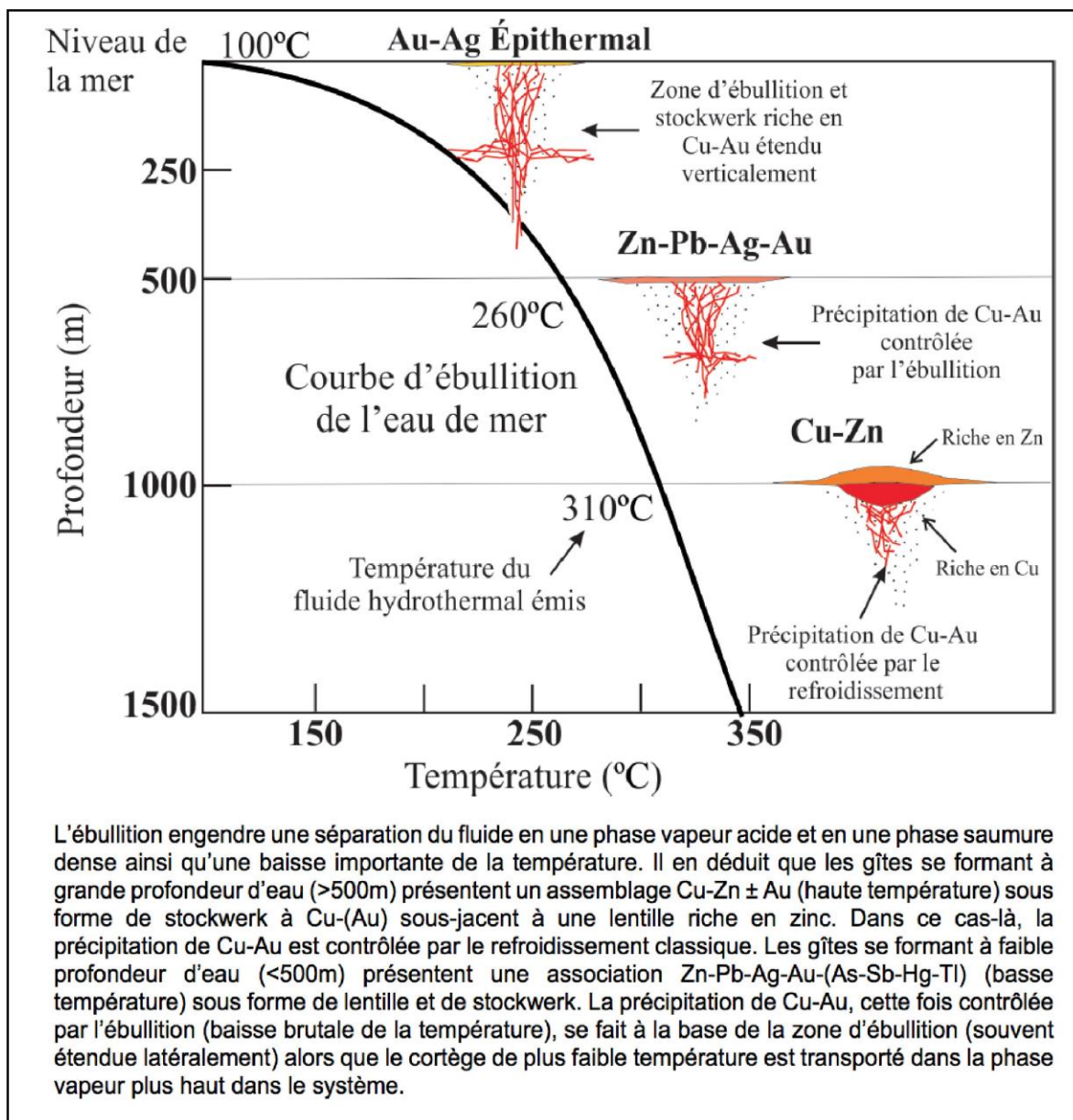


Figure 1.5 : Diagramme illustrant la relation entre la température, la courbe critique d'ébullition des fluides et la profondeur d'eau (Tiré de Mercier-Langevin (2005) modifié d'après Hannington et al. (1999a)).

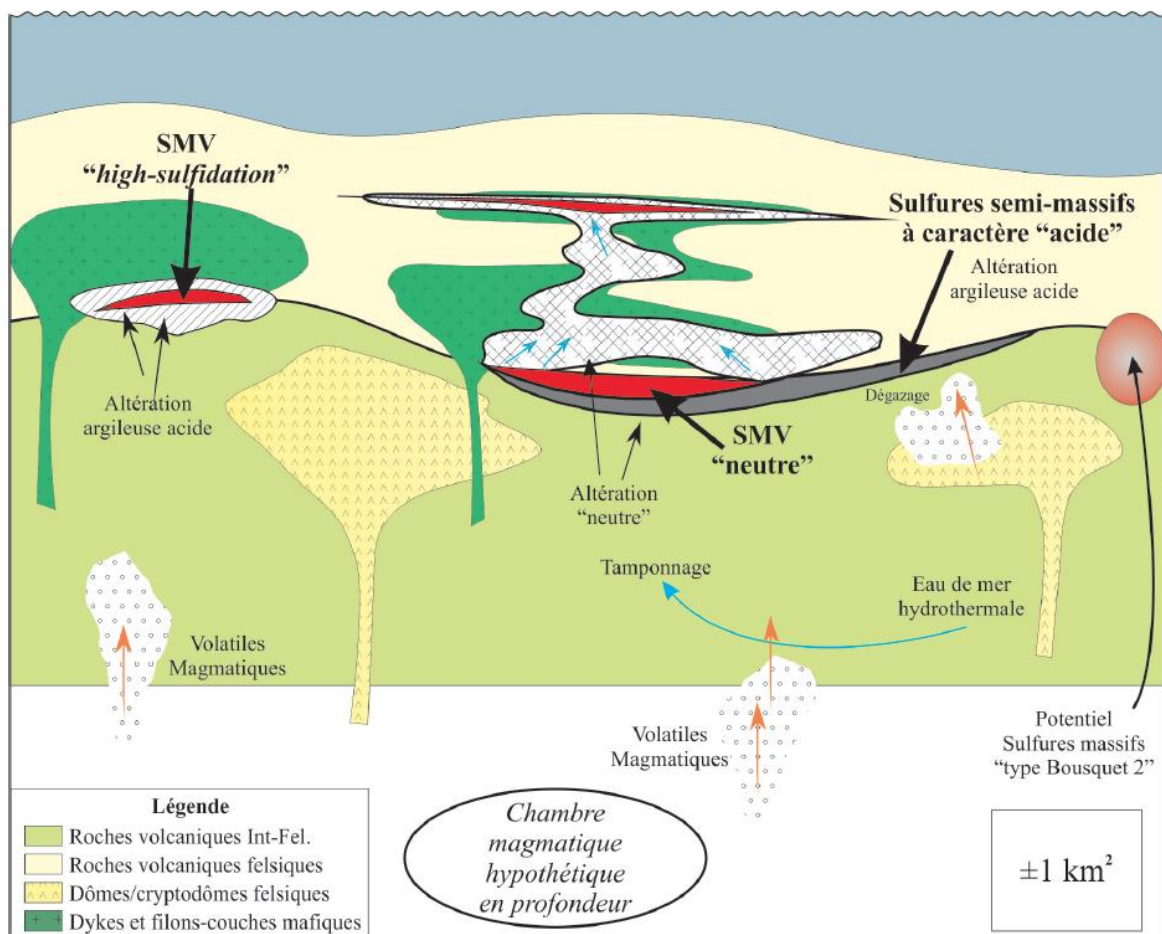


Figure 1.6 : Modèle schématique basé sur les observations faites à la mine LaRonde Penna, illustrant la possibilité de retrouver des SMV de type « épithermal neutre et acide » dans un même complexe volcanique sous-marin felsique par un phénomène de dilution local des volatiles magmatiques par l'eau de mer (Mercier-Langevin, 2005).

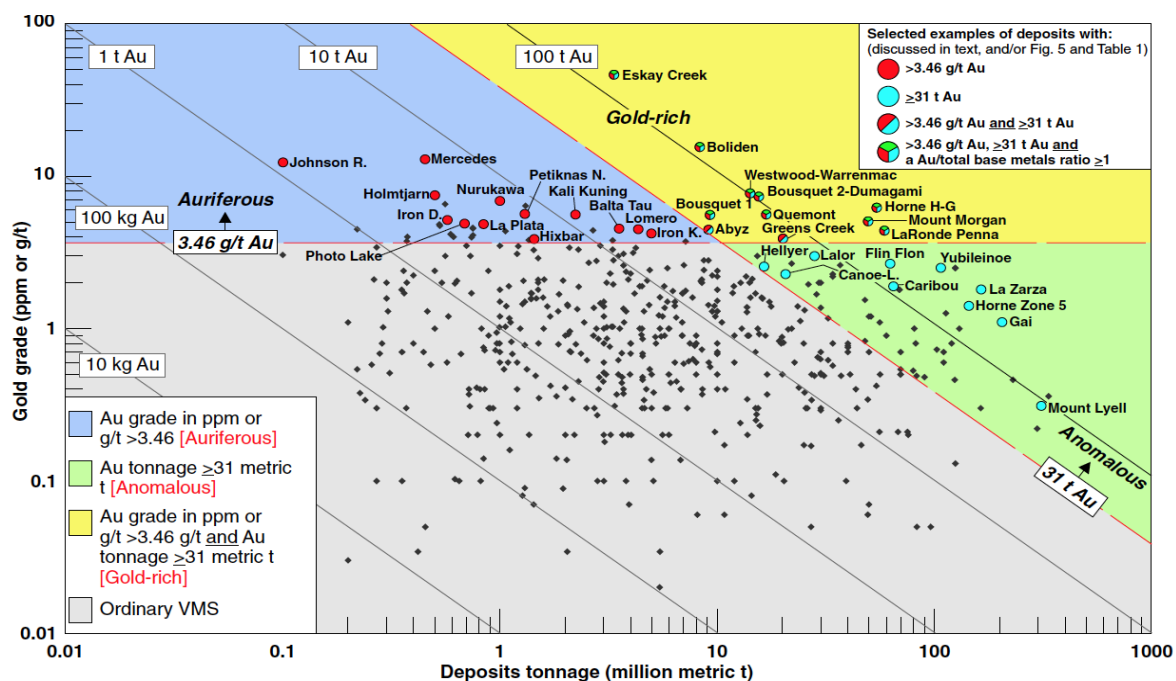


Figure 1.7 : Classification des SMV-Au basée sur la teneur et le tonnage en or (Mercier-Langevin et al., 2011)

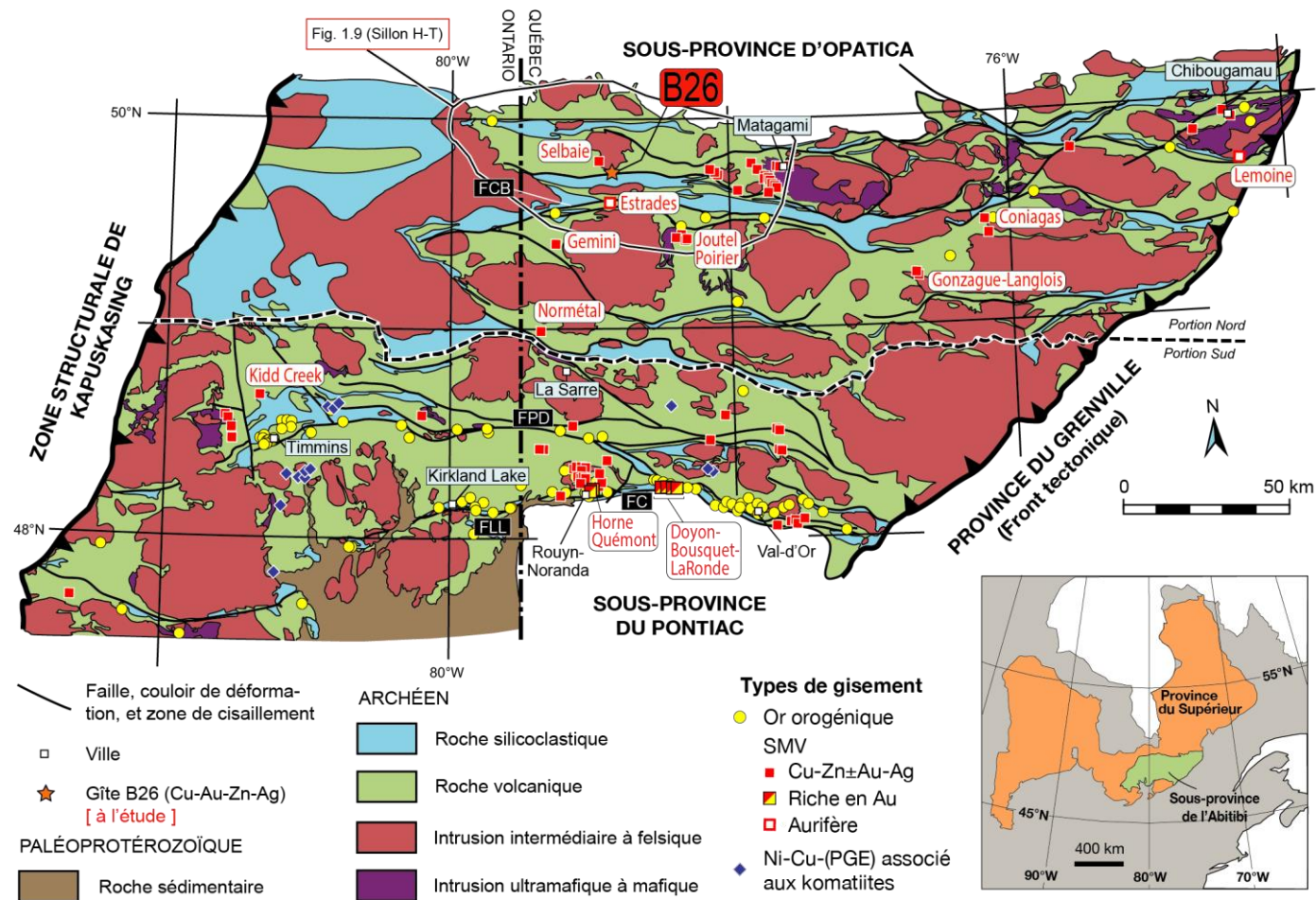


Figure 1.8 : Carte géologique de la Sous-province de l'Abitibi et de la distribution de ses différents gisements (modifié de Monecke et al., 2017).

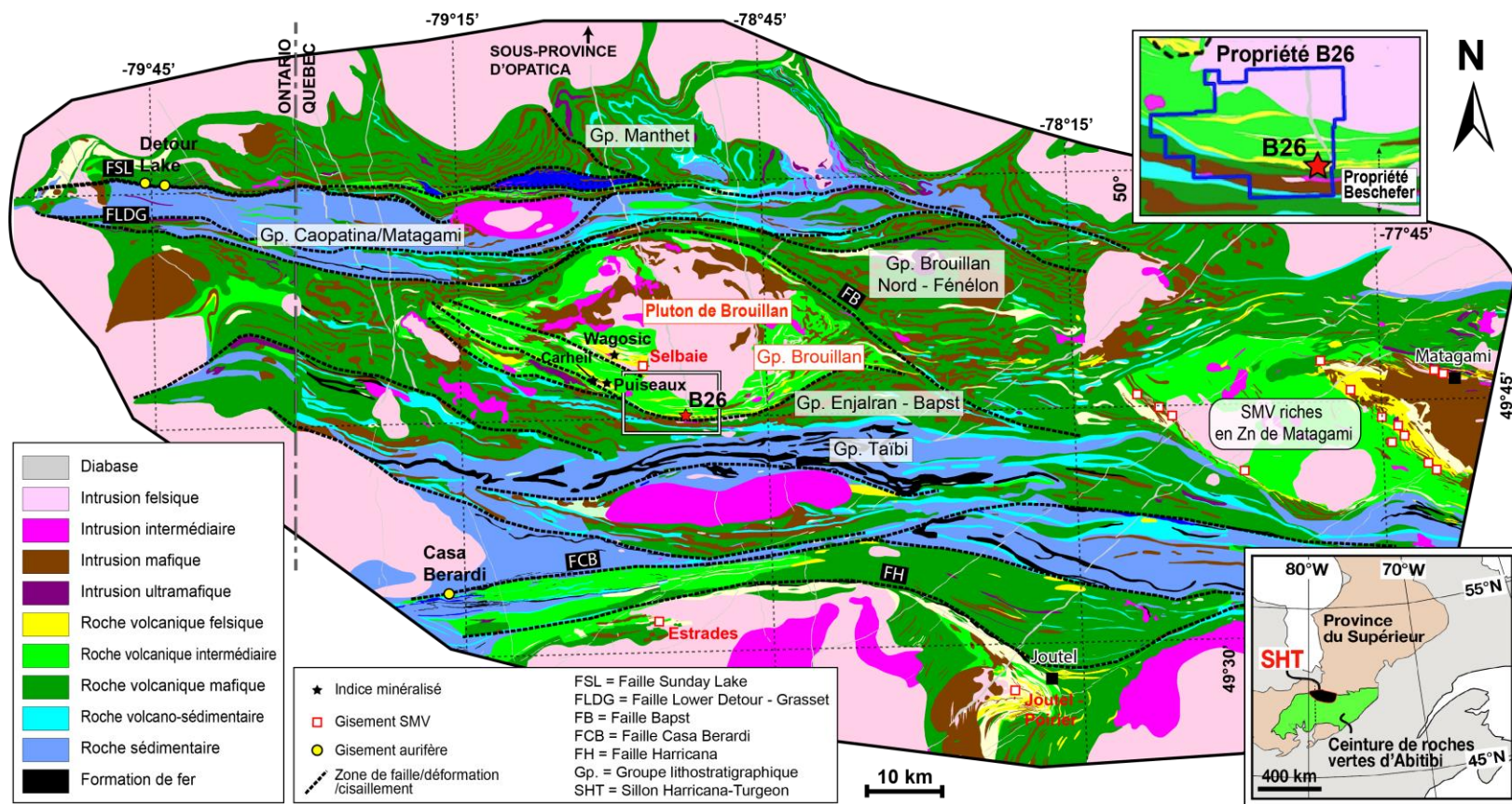


Figure 1.9 : Carte géologique du sillon Harricana-Turgeon (modifiée de Faure, 2015).

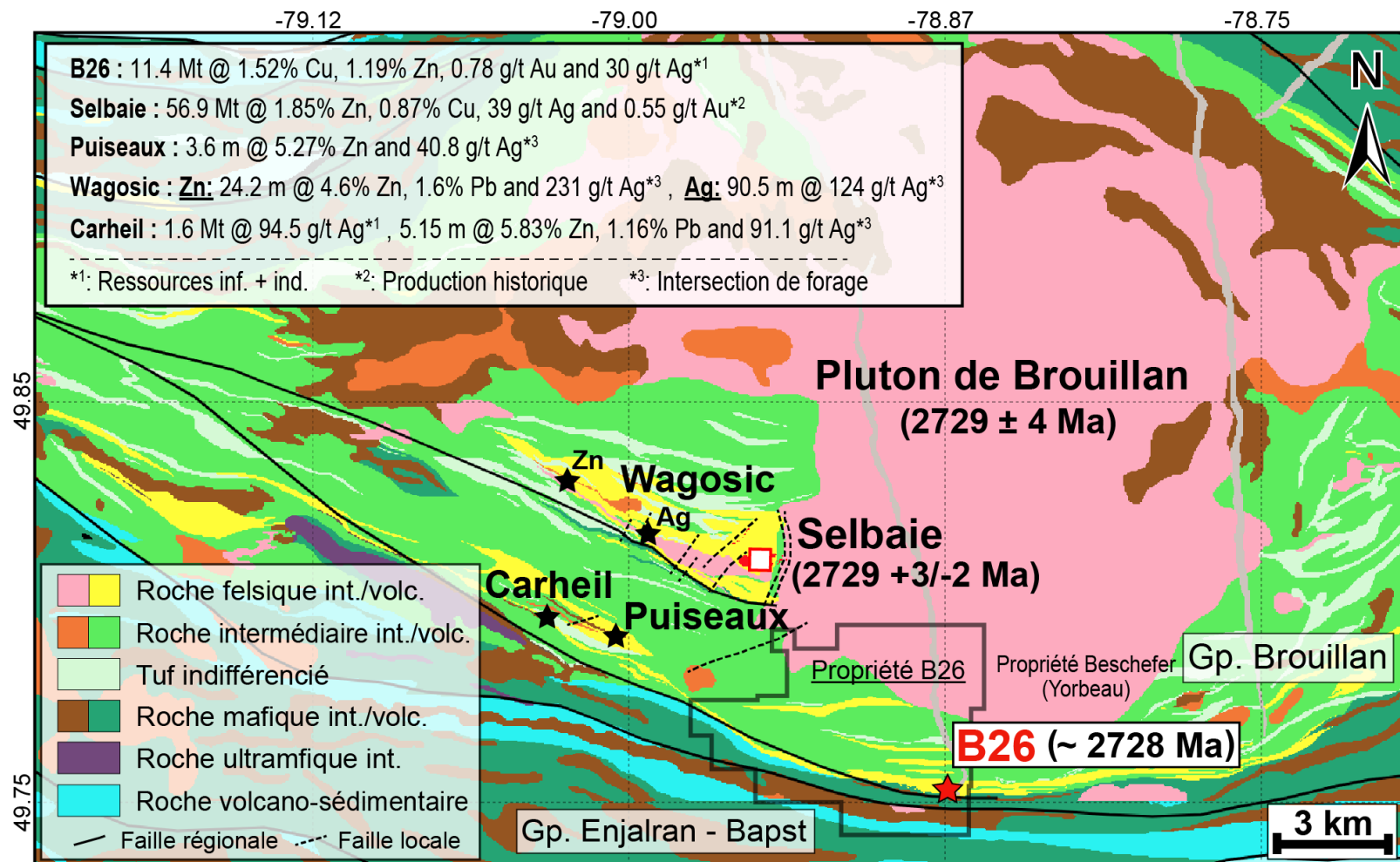


Figure 1.10 : Carte géologique centrée sur la partie centrale du Complexe volcanique de Brouillan (géologie d'après Faure, 2015).

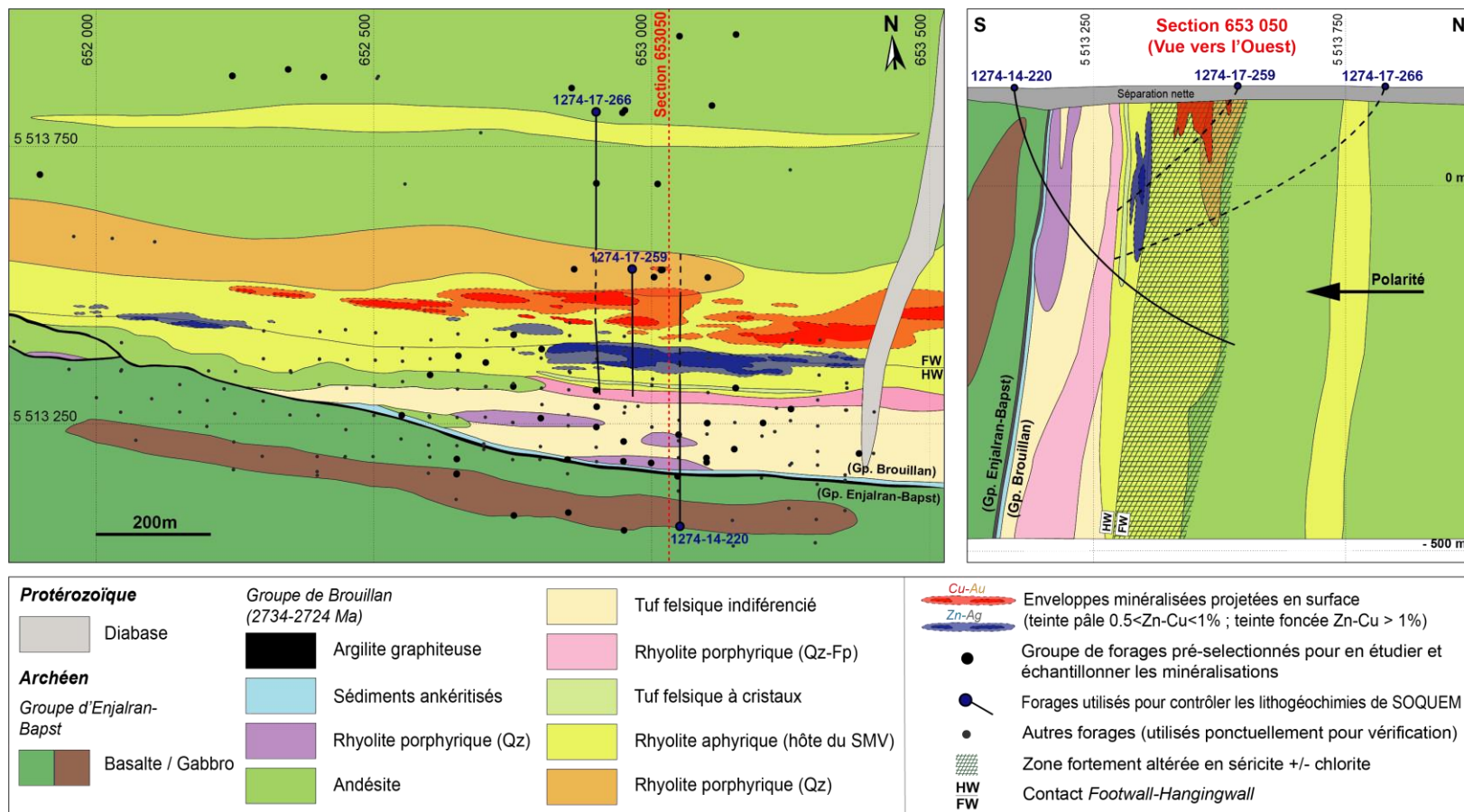


Figure 1.11 : Carte et coupe géologique du gîte B26 interprétées et numérisées en début de projet par l'auteur en prenant le modèle géologique 3D de SOQUEM comme référence.

Tableau 1.1 : Objectifs, méthodologies spécifiques correspondantes et appareillages adaptés.

Objectif principal	Objectifs spécifiques	Méthodologie spécifique	Appareillage
définir : (1) la nature des minéralisations en Au et en Ag du gîte B26 et (2) les principaux facteurs primaires et/ou secondaires exerçant un contrôle sur la distribution et la géométrie des zones minéralisées enrichies en métaux précieux	1) Définir la signature géochimique et les faciès volcaniques des unités lithologiques de la séquence stratigraphique de B26. Proposer une chronologie de mise en place de l'empilement volcanique	Description macroscopique des carottes de forage et échantillonnage	Terrain (carothèque Val-d'Or)
		Description pétrographique des textures et de la minéralogie des roches encaissantes	Microscope optique (UQAC)
		Analyses et traitements lithogéochimiques d'échantillons représentatifs de la séquence de l'éponte inférieure et supérieure (SOQ-5)	ICP-MS/ICP-AES (ALS Val-d'Or) / ioGAS (CGC)
	2) Caractériser l'altération hydrothermale, et définir des assemblages d'altération significatifs	Description macroscopique des carottes de forage	Terrain (carothèque Val-d'Or)
		Description pétrographique (identification et quantification)	Microscope optique (UQAC)
		Analyses lithogéochimiques, calculs des bilans de masse, calculs d'indices d'altération, utilisation de la Norme SV350	ICP-MS/ICP-AES (ALS Val-d'Or) / Lithomodeleur
		Microanalyses quantitatives ponctuelles de certains minéraux d'altération (séricite, chlorite, carbonate)	Microsonde (Laval)
		Cartographies chimiques semi-quantitatives de certains assemblages d'altération subtils (e.g., microcristallins)	MEB (IOS Services Géoscientifiques)
	3) Caractériser les principaux types de minéralisations en termes de style, minéralogie (emphasis sur les phases porteuses des métaux précieux), géochimie, et distribution	Description macroscopique des carottes et échantillonnage	Terrain (carothèque Val-d'Or)
		Description pétrographique et minéralogie avec une emphase sur les sulfures et les phases métallifères accessoires	Microscope optique (UQAC)
		Analyses lithogéochimiques des éléments traces et majeurs des principaux types de minéralisation (SOQ-3 et SOQ-5b)	ICP-MS et XRF (ALS Val-d'Or)
		Microanalyses EDS (et imagerie en électron rétrodiffusés) des minéraux exotiques identifiés préalablement au microscope optique.	MEB (IOS Services Géoscientifiques)
	4) Documenter la signature en éléments traces des fluides minéralisateurs, et proposer des vecteurs pour le ciblage des minéralisations en exploration	Déterminer la signature en éléments traces des pyrites provenant des différentes zones minéralisées de B26	LA-ICP-MS (LabMaTer, UQAC)
		Déterminer la signature en éléments traces semi-volatils (e.g., Ti, Sb, Se) des roches encaissantes (SOQ-5 et SOQ-5a), et modéliser les halos de concentration en 3D (SOQ-5)	ICP-MS/ICP-AES (ALS Val-d'Or) / Leapfrog Geo (UQAC)
	5) Définir la distribution spatiale des zones minéralisées en fonction des unités et faciès volcaniques, des assemblages d'altération, et autres objets géologiques	Réaliser une section type sur laquelle pourront être superposés et comparés, les unités lithologiques, les faciès volcaniques, les assemblages d'altérations, et les zones minéralisées	Adobe Illustrator
	6) Documenter le rôle de la déformation et du métamorphisme sur la géométrie actuelle du dépôt avec une emphase sur les métaux précieux	Étude macroscopique et microscopique des fabriques structurales affectant les unités lithologiques et les minéralisation. Certaines lames minces sont doublées (perpendiculaires et parallèles à la linéation d'étirement)	Terrain (carothèque Val-d'Or) et Microscope optique (UQAC)
		Identifier les textures macroscopiques et microscopiques diagnostiques de remobilisation (mécanique, chimique) des sulfures et autres phases	Microscope optique (UQAC)
	7) Dédire de l'ensemble des observations faites, les caractéristiques discriminantes des processus impliqués dans le contrôle des métaux précieux à B26 afin de raffiner les modèles génétiques	Comparer les caractéristiques de B26 aux éléments diagnostiques des modèles génétiques existants sur l'origine de l'enrichissement en métaux précieux des SMV	Interprétation / Littérature
		Reconstruire l'architecture volcanique et hydrothermale schématique de B26 et de son système minéralisé pré-déformation	Interprétation
		Situer B26 dans un paléoenvironnement géodynamique supposé, incluant le gisement Selbaie	Interprétation / Littérature

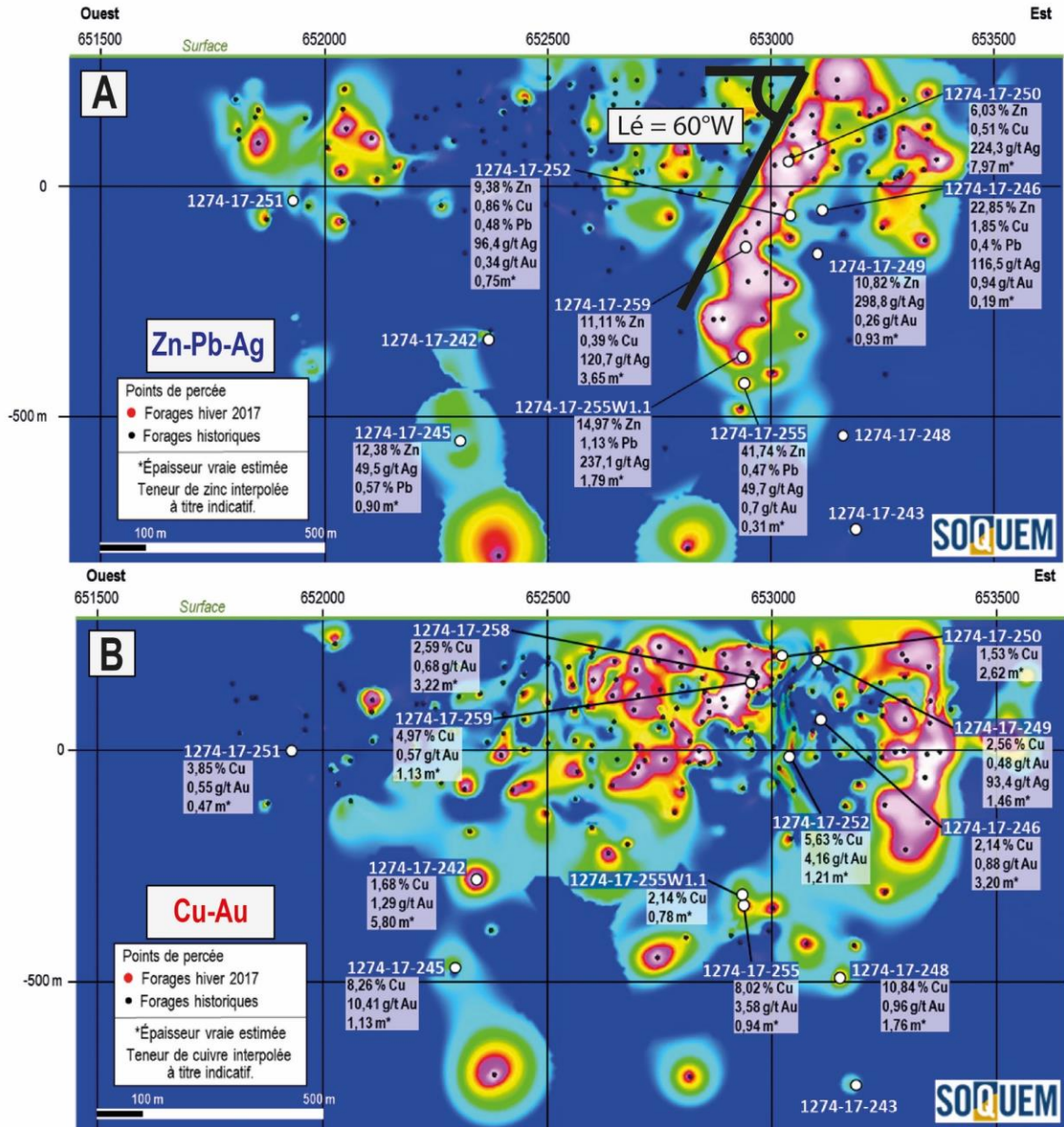


Figure 1.12 : Vue en longitudinale (A = Zinc ; B = Cuivre) Ouest-Est du dépôt B26, avec les teneurs de cuivre et zinc interpolées en plus des principaux points de percée de la campagne de forage de l'hiver 2017 (SOQUEM, 2017).

CHAPITRE 2 :

CARACTERISATION VOLCANOLOGIQUE ET GEOCHIMIQUE DE L'ASSEMBLAGE VOLCANIQUE DE B26

2.1 Introduction

L'étude rigoureuse des unités fortement déformées, hôtes des lentilles minéralisées du projet B26, est primordiale pour bien comprendre les relations entre les roches volcaniques et intrusives et tenter de reconstituer l'architecture volcanique primaire du secteur. Ce chapitre présente la caractérisation pétrographique, texturale et géochimique des unités de la séquence volcanique du gîte B26. Aussi, à titre de comparaison, les caractéristiques géochimiques de la rhyolite de la zone minéralisée A1 du gisement Selbaie sont également présentées. Les résultats des analyses lithogéochimiques ont été projetés dans différents diagrammes discriminants afin d'obtenir des informations sur la pétrogenèse et l'environnement géodynamique de formation possible des roches hôtes du gîte B26.

Le degré de déformation important enregistré dans les roches volcaniques du gîte B26, et particulièrement dans les unités ayant subi une altération hydrothermale intense au préalable, peut être responsable d'une modification des textures volcaniques primaires. Ainsi, des textures secondaires ou pseudo-textures peuvent, lorsqu'elles sont considérées comme primaires, mener à une interprétation erronée des processus impliqués (McPhie et al., 1993). C'est pourquoi, dans ce chapitre aucun processus n'est abordé et la description des unités est restreinte aux textures observées selon la nomenclature de McPhie et al. (1993) pour les roches volcanoclastiques. L'ensemble des caractéristiques macroscopiques et microscopiques des différentes unités sont synthétisées dans la Tableau 2.1.

La lithogéochimie permet, lorsqu'elle est utilisée en complément d'une étude géologique et pétrographique rigoureuse, de raffiner l'identification et la discrimination des lithologies, surtout lorsque l'aspect physique a été en partie oblitéré par l'altération hydrothermale, le métamorphisme et la déformation. Dans le cas de B26, l'absence d'affleurements induit une difficulté supplémentaire à la reconstitution d'un édifice volcanique déformé. L'identification en forage des unités altérées et déformées de l'éponte inférieure a grandement bénéficié d'une caractérisation et classification lithogéochimique. Généralement, la signature géochimique d'un échantillon de roche volcanique peut être définie par la valeur analytique de ses éléments majeurs, mineurs et traces (Pearce, 2008). Toutefois, un grand nombre de ces éléments sont mobiles durant l'altération hydrothermale associée à la formation des gîtes de SMV (p. ex. : Barrett et MacLean, 1994; Grifkins et al., 2005). Pour ce faire, l'utilisation des éléments immobiles compatibles (p. ex. : Ti et Al) ainsi que les éléments immobiles incompatibles (p. ex. : Zr, Y et Nb) sont utilisés et suffisent dans la plupart des cas à discriminer les roches volcaniques altérées (Winchester et Floyd, 1977; Barrett et MacLean, 1994). D'autres éléments comme les terres rares lourdes (Lu, Yb), ou encore d'autres éléments à forte intensité de champ (high field-strength éléments : HFSE) (i.e., Hf, Ta, Th), et dans certains cas P, Sc, V et Cr, sont relativement immobiles durant l'altération hydrothermale (Gresens, 1967; Grant, 1986; Barrett and MacLean, 1994). De nombreux diagrammes ont été produits en utilisant les rapports de ces éléments immobiles pour discriminer les roches volcaniques et subvolcaniques affectées par l'altération hydrothermale. Quelques-uns de ces diagrammes sont utilisés pour caractériser les roches de B26. Tout d'abord le diagramme Zr/Ti vs Nb/Y (Pearce, 1996 : modifié de Winchester et Floyd, 1977) permet d'attribuer un nom aux roches volcaniques. À titre de comparaison le diagramme SiO₂ vs Zr/TiO₂ (Winchester et Floyd, 1977) est utilisé pour rendre compte de la mobilité de la silice et de la possible confusion engendrée pour les noms de roches volcaniques altérées des SMV. Le diagramme Th/Yb vs Zr/Y (Ross et Bédard, 2009) a été choisi pour caractériser l'affinité magmatique des roches. Pour les roches felsiques uniquement, le diagramme de fertilité des rhyolites de Hart et al. (2004) a été utilisé à titre d'illustration des caractéristiques intrinsèques que les différents champs du diagramme soulignent et aussi car il a été testé sur de nombreux échantillons

de rhyolite de l'Abitibi (Gaboury et Pearson, 2008) et de ce fait la comparaison est intéressante. Pour différencier les différentes familles de roches le diagramme de discrimination magmatique Zr vs TiO_2 (Barrett et MacLean, 1994) a été utilisé. De façon complémentaire, le diagramme à double rapport Zr/TiO_2 vs $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ a servi à discriminer plus efficacement les roches de B26, et en particulier les rhyolites dont certaines ont des teneurs en aluminium bien distinctes. Par ailleurs, ce diagramme est utilisé par Barrett et MacLean (2003) pour discriminer les rhyolites de la propriété Beschefer de Yorbeau Inc. située à quelques centaines de mètres à l'est de B26 dans le Groupe de Brouillan. Enfin, des diagrammes multiéléments utilisant les ETR associés à certains autres éléments immobiles (i.e., Zr, Ti, Th, Nb, Y, Hf, Ta) sont normalisés par rapport à la composition du manteau primitif (McDonough et Sun, 1995) et servent à raffiner la caractérisation géochimique des unités et souligner des caractéristiques pétrogénétiques intrinsèques.

Par précaution, dans la présente étude, l'incompatibilité magmatique des éléments généralement considérés comme immobiles (i.e., Zr, Al, Ti, Nb, Y, Ta, Th, Hf), et de quelques ETR utilisés dans les diagrammes (La, Lu, Yb), a été testée (Fig. 2.1) sur la principale unité altérée du membre supérieur de B26 (i.e., rhyolite A). Le Tableau 2.2 compile les coefficients de corrélation obtenus. Par exemple, le diagramme de discrimination de l'affinité magmatique utilisant les rapports Th/Yb vs Zr/Y (Ross et Bédard, 2009) a été privilégié au diagramme Zr vs Y (Barrett et MacLean, 1993) du fait de la relative mobilité de l'yttrium observée dans les rhyolites de B26 (Fig. 2.1 ; Tableau 2.2). Le diagramme de Ross et Bédard (2009) atténue l'influence de l'yttrium grâce au second rapport.

Afin d'illustrer la signature géochimique des différentes unités avec le maximum de justesse, il est préférable d'utiliser les échantillons les moins altérés à défaut d'avoir des échantillons frais. Par conséquent, une sélection d'échantillons les moins altérés a été réalisée sur une population de 2111 échantillons provenant de 85 forages pour caractériser au mieux la composition initiale des différentes unités. Cette sélection a été définie à partir de la pétrographie (i.e., aspect frais, sans veinules) et certaines conditions géochimiques que doit respecter l'échantillon. Ces conditions sont basées sur :

1) La fermeture des analyses (98,5-101,5%), 2) La perte au feu (PAF < 5%, même si les dykes et coulées andésitiques dépassent cette valeur du fait d'une carbonatation pervasive), 3) Les teneurs en soufre ($S < 1,5\%$) et en Na_2O ($> 1,5\%$), 4) L'indice d'altération Hashimoto ($15 < AI < 65$; Ishikawa et al., 1976), 5) L'indice d'altération normative en carbonate de la norme SV350 ($ALT_CARB < 50$; Trépanier et al., 2015).

Aussi, pour illustrer les variations potentielles engendrées par l'altération sur les différents diagrammes utilisés, une compilation d'échantillons altérés provenant de 4 forages (1274-17-259, 1274-17-266, 1274-14-209M, 1274-14-217M) bien étudiés seront représentés en moindre visibilité sur les diagrammes géochimiques. Un total de 106 échantillons comprenant 49 échantillons « moins altérés » et 57 échantillons altérés ont été utilisés. Le diagramme d'altération de Large et al. (2001b) a été utilisé pour illustrer la population mixte (altérée et moins altérée) des échantillons (Fig. 2.2). La composition moyenne de chaque unité a été calculée afin de rendre compte de la composition géochimique des unités. La composition moyenne des unités hôtes du gîte B26 est présentée au Tableau 2.3.

2.2 Les unités lithologiques hôtes du gîte B26

Les unités lithologiques hôtes du gîte B26 ont pu être définies à partir de plus de 200 forages, dont 84 échantillonnés pour la lithogéochimie (travaux historiques de SOQUEM : Beaudin, 2017; et cette étude). Ces unités forment un empilement volcanique de composition andésitique à rhyolitique en passant par des phases intermédiaires comme les dacites et rhyodacites (Fig. 2.3). Cet empilement est informellement subdivisé en deux membres volcaniques distincts bien qu'aucune formation n'ait été préalablement définie (i.e., membre supérieur et membre inférieur : Fig. 2.4). En 2018, SOQUEM a entrepris des travaux de forage ayant pour but d'établir la stratigraphie de l'empilement volcanique compris entre le gîte B26 au sud et le Pluton de Brouillan au nord. Ces travaux ont montré que cette large portion (i.e., plurikilométrique) de l'empilement de roches volcaniques du Groupe de Brouillan est principalement de composition intermédiaire, avec de rares intercalations de bandes dacitiques et rhyodacitiques, et par conséquent il est caractérisé dans la présente étude comme la base volcanique intermédiaire sur laquelle a été mis en place le membre supérieur, hôte du gîte B26 (Fig. 2.4). Dans ce mémoire, le membre inférieur fait référence à la bande d'environ 450 m d'épaisseur apparente (5513500N-5513950N : Figs 2.4 et 2.5), recoupée par les forages du gîte B26, et faisant partie de la base volcanique intermédiaire préalablement définie. Le membre supérieur, de composition majoritairement felsique, forme donc la partie supérieure de la séquence volcanique dans le secteur à l'étude et se retrouve en contact avec le Groupe d'Enjalran-Bapst au sud (Fig. 2.4). Le membre supérieur a une épaisseur maximale de 400 m dans la zone où se situe le gîte (Figs. 2.4 et 2.5), une extension latérale d'au moins 8 km vers l'est (interprétation de Barrett et MacLean, 2003), et une extension verticale d'au moins 880 m pour les roches felsiques (Fig. 2.5). Il est constitué d'une succession d'unités volcaniques et volcanoclastiques de composition allant de rhyodacitique à rhyolitique (Fig. 2.3). Au total, cinq unités rhyolitiques ont été discriminées par la géochimie, alors que seulement trois sont pertinentes d'un point de vue spatial et textural. Ce problème sera discuté pour chacune de ces unités par la suite. Le membre supérieur de B26 comprend une composante sédimentaire mineure qui évolue graduellement dans sa partie

sommitale jusqu'au contact avec les basaltes et gabbros du Groupe d'Enjalran-Bapst. Les roches sédimentaires présentes sont principalement composées d'argilites et de grès fins (section 2.2.2.3). Les termes « éponte supérieure » et « éponte inférieure » font référence à la lentille de SMV principale de B26 et sont utilisés dans un cadre spatial restreint au membre supérieur du gîte (Fig. 2.4). Les sections suivantes présentent les unités lithologiques des membres inférieur et supérieur en décrivant les caractéristiques et les textures, puis en dégagant des éléments d'interprétation du mode de mise en place et finalement en s'attardant sur les caractéristiques géochimiques.

2.2.1 Membre inférieur

Le membre inférieur est constitué d'unités de composition majoritairement andésitique (Fig. 2.3) qui se distinguent principalement par leurs textures et leurs faciès volcaniques. Ces unités sont interprétées comme des tufs à cendre pouvant contenir des lapillis et/ou des blocs, des coulées massives, des filons-couches et des dykes. Des coulées de composition dacitique ainsi que leur équivalent fragmentaire sont présents entre les unités intermédiaires et leur abondance augmente à l'approche du membre supérieur de B26. L'affinité magmatique des roches du membre inférieur est calco-alcaline (voir ci-dessous).

2.2.1.1 Andésite massive (V2J)

L'andésite constitue une unité lithologique qui se retrouve à plusieurs niveaux stratigraphiques, du membre inférieur jusqu'au sommet du membre supérieur de B26 en contact avec le Groupe d'Enjalran-Bapst (Figs. 2.4 et 2.5). Dans le membre inférieur, elle a une épaisseur variant de quelques dizaines à une centaine de mètres et présente une continuité latérale ininterrompue d'est en ouest. D'après Barrett et MacLean (2003) cette unité est continue vers l'est sur au moins 8 km. Dans le membre supérieur, et plus particulièrement dans l'éponte supérieure du gîte, elle est présente en grande partie dans la partie ouest et a une épaisseur de 50 à 100 m (Fig. 2.4). Les contacts de l'andésite avec les autres unités géologiques sont nets ou localement graduels et des

bordures de trempe sont observées sur les unités plurimétriques. L'andésite est de couleur gris moyen à foncé verdâtre, et présente une texture aphyrique, homogène et amygdalaires par endroit, surtout au sommet du membre supérieur (Fig. 2.6A). En lame mince des cristaux d'albite maclés de 0,5-1 mm (Fig. 2.6D) et des glomérôphénocristaux de 1-3 mm ($\leq 5\%$) sont présents au sein de la matrice microcristalline. Les amygdales sont généralement remplies de quartz et carbonate et étirées/aplaties dans la foliation principale (Fig. 2.6D). Des porphyroblastes d'épidote sont également présents (Fig. 2.6F). Aussi, localement dans l'éponte inférieure, l'andésite a un aspect fragmentaire qui apparaît au microscope sous forme d'amas ovoïdes à polygonaux de phénocristaux de feldspath et carbonate imbriqués. Il pourrait s'agir d'amygdales déformées. Une carbonatation (calcite) pervasive régulière affecte plus ou moins l'andésite, qui réagit à l'acide chlorhydrique dilué (i.e., HCl 10%). Dans le membre inférieur, l'andésite ne présente que peu d'évidence d'altération hydrothermale. Toutefois, localement, l'unité est remplacée par des lamines de chlorite-(séricite) qui représentent de 5 à 30% de la roche (Fig. 2.6D). Entre 1 et 5% de veinules de quartz-calcite recoupe l'unité. Au sommet du membre supérieur de B26, l'andésite amygdalaire est, tout comme les rhyolites, affectée par une altération en carbonates de fer. Enfin, des traces de pyrrhotite et de pyrite sont localement présentes.

Mode de mise en place

La distribution de l'unité à plusieurs niveaux stratigraphiques, une extension latérale importante, et les caractéristiques volcanologiques associées (p. ex. : contacts nets, amygdales, homogénéité) laissent suggérer un mode de mise en place dominé par les filons-couches et localement sous forme de coulées. La chronologie de mise en place de l'unité est discutée au chapitre 5 et illustrée par un modèle schématique.

Géochimie

Les échantillons les moins altérés ($n = 6$) ont une concentration moyenne de 55,1% SiO_2 , 0,61% TiO_2 , 15,1% Al_2O_3 , et 125 ppm Zr (Tableau 2.3). Ils se situent dans le champ de l'andésite

dans les diagrammes Zr/TiO₂ vs Nb/Y de Pearce (1996) (Fig. 2.7A) et Winchester et Floyd (1977) (Fig. 2.3B) et présentent une distribution dichotomique dans le diagramme SiO₂ vs Zr/TiO₂, avec une population d'échantillons située d'une part dans la partie inférieure du champ rhyodacite-dacite proche de la limite avec le champ de l'andésite, et d'autre part dans la partie inférieure du champ de l'andésite (Fig. 2.7B). Leur affinité magmatique est calco-alcaline (Fig. 2.7C). Dans le diagramme de discrimination (Fig. 2.7D), la population forme un groupe bien défini dans le coin inférieur gauche (Zr/TiO₂ = 206,2 et Al₂O₃/TiO₂ = 24,9). Le profil des ETR (Fig. 2.8A) est caractérisé par une pente négative modérée des ETR légers ([La/Sm]_n = 2,65) et une pente très faible des ETR lourds ([Gd/Lu]_n = 1,49) formant une légère courbure concave. Le tout résulte en une pente relativement modérée ([La/Yb]_n = 5,48) marquée par un fractionnement des ETR. Une très légère anomalie négative en Eu est présente ([Eu/Eu*]_n = 0,91). Le profil multiéléments (Fig. 2.8B) montre une faible anomalie négative en Nb ([Th/Nb]_n = 1,93), une anomalie variable, tantôt nulle tantôt négative en Ta, une anomalie négative faible en Ti ([Ti/Gd]_n = 0,73), et des anomalies positives modérées en Zr et Hf ([Sm/Zr]_n = 0,60).

2.2.1.2 Tuf intermédiaire à lapilli et/ou bloc (V2TL)

Cette unité se retrouve à plusieurs niveaux stratigraphiques du membre inférieur, communément au sommet des andésites. Elle apparaît localement depuis le Pluton de Brouillan au nord jusqu'à la base du membre supérieur de B26, en contact avec l'unité de rhyolite porphyrique C (Figs. 2.4 et 2.5). Son épaisseur est variable et ne peut être estimée réellement de par sa distribution d'ampleur kilométrique. Néanmoins, à proximité du gîte, les différents niveaux de tuf ont une épaisseur qui varie de 50 à 100 m en continu car cette unité alterne avec une succession de filons-couches et/ou coulées andésitiques et dômes dacitiques. L'unité se retrouve également sur plusieurs kilomètres latéralement et s'étend en profondeur jusqu'à au moins 650 m sous la surface (Fig. 2.5).

Le tuf a une matrice fine de couleur gris-vert foncé et contient 2 à 30% de lapilli dont la couleur varie entre gris pâle, blanc-beige et vert pâle (Fig. 2.9B, D). Les niveaux riches en lapilli alternent avec des niveaux plus fins qui ne montrent aucun litage apparent. La distribution des lapillis est

hétérogène et hétérogranulaire. Leur taille varie de quelques millimètres à 4 ou 5 cm. Localement, des blocs décimétriques sont présents parmi les lapillis (Fig. 2.9A, C). Les lapillis et blocs sont dans l'ensemble monogéniques avec une composition intermédiaire. Leur texture est aphyrique, parfois vésiculaire ou porphyrique, et légèrement « fibreuse » (Fig. 2.9E, F). Les bordures sont nettes dans l'ensemble et irrégulières par endroit. Communément en base ou en fin d'unité, à proximité des unités dacitiques (dôme ou lobe), une proportion de lapillis aphanitiques de composition dacitique sont incorporés (Fig. 2.9B, D). Cette hétérogénéité peut expliquer la légère variation compositionnelle de certains échantillons situés dans la partie nord-ouest du gîte (forages 1274-17-248 et 1274-17-243). Le rapport d'allongement apparent (probablement du plan X / Y) des lapillis et blocs varie entre 1 : 3 et 1 : 10.

Les lapillis et blocs présentent localement une altération faible pervasive à épidote (Fig. 2.9B) et/ou hématite. Concernant la minéralisation, de la pyrite disséminée en grains fins à moyens automorphes est observée principalement, et localement dans l'enveloppe minéralisée à cuivre où de la chalcoppyrite se présente sous forme de grains fins étirés dans la schistosité principale ou en veinules discordantes. Généralement la matrice de cette unité ne réagit pas au HCL, c'est un des critères pour la différencier de l'andésite.

Mode de mise en place

Cette unité présente des lapillis et blocs généralement peu vésiculaires et dont la texture s'apparente à l'andésite sous-jacente. Par conséquent, il pourrait s'agir d'un faciès de brèche de coulée. L'augmentation locale de l'abondance de fragments dacitiques pourrait suggérer la présence de brèches de talus ou bien la présence d'une unité de mélange au contact entre les dacites et les andésites. Toutefois, au vu de l'étendue de cette unité, depuis B26 jusqu'au Pluton de Brouillan, il est plus probable qu'elle soit de nature éruptive.

Géochimie

L'échantillon le moins altéré a une concentration de 50,1% SiO₂, 0,86% TiO₂, 16,0% Al₂O₃, et 129 ppm Zr (Tableau 2.3). Il se situe dans la partie inférieure du champ de l'andésite dans les diagrammes Zr/TiO₂ vs Nb/Y de Pearce (1996) (Fig. 2.7A) et Winchester et Floyd (1977) (Fig. 2.3B) tout comme les échantillons altérés (n = 6). Dans le diagramme SiO₂ vs Zr/TiO₂ (Fig. 2.7B) les échantillons sont distribués verticalement depuis la base du champ de l'andésite jusqu'à la base du champ de la rhyodacite-dacite. L'affinité magmatique est calco-alcaline (Fig. 2.7C). Dans le diagramme de discrimination (Fig. 2.7D), la population forme un groupe bien défini dans le coin inférieur gauche caractérisé par un rapport Al₂O₃/TiO₂ légèrement inférieur à celui de l'andésite (Zr/TiO₂ = 150 et Al₂O₃/TiO₂ = 18,60). Le profil des ETR (Fig. 2.10A) est caractérisé par une pente négative modérée des ETR légers ([La/Sm]_n = 2,32) et une pente très faible des ETR lourds ([Gd/Lu]_n = 1,53). Le tout résulte en une pente négative relativement modérée ([La/Yb]_n = 4,75) marquée par un fractionnement des ETR lourds. Une très légère anomalie négative en Eu est présente ([Eu/Eu*]_n = 0,93) pour l'échantillon frais alors que pour la moitié des échantillons altérés l'anomalie négative en Eu est plus forte. Le profil multiéléments (Fig. 2.10B) montre des anomalies négatives faibles en Nb, Ta ([Th/Nb]_n = 1,76) et Ti ([Ti/Gd]_n = 0,88), et des anomalies positives modérées en Zr et Hf ([Sm/Zr]_n = 0,68). La signature géochimique du tuf intermédiaire à lapilli est globalement similaire à celle de l'andésite.

2.2.1.3 Unité dacitique (V1D)

L'unité dacitique est massive à volcanoclastique et son épaisseur varie entre 30 et 120 m. L'unité dacitique est facilement reconnaissable au sein du membre inférieur car elle a un aspect vitreux et une couleur gris pâle-moyen à beige localement. Les intervalles dacitiques sont assez continus latéralement (au moins 1 km). La dacite se retrouve au sein de la séquence andésite/tuf intermédiaire à au moins deux niveaux stratigraphiques. Un premier à la base de la séquence d'une épaisseur de 100-120 m et principalement volcanoclastique (tuf à lapilli et bloc), et un second plus

haut dans lequel un faciès massif constitue le cœur de l'unité (Fig. 2.5). Globalement le faciès volcanoclastique domine, avec toutefois des parties massives (Fig. 2.11A) dont l'épaisseur varie de 10 à 40 m. Généralement, la base et le sommet des niveaux massifs sont fragmentaires (50-80 % de lapillis et blocs) sur 1 à 3 m (Fig. 2.11C), puis la quantité de fragments diminue avec une distribution de lapillis et blocs variable allant de 10 à 35%. Dans l'unité de tuf à lapilli et bloc située à la base de la séquence du gîte, la distribution des lapillis et des blocs est variable. Ils ont une composition dacitique et la proportion de fragment varie de 10 à 40% localement. Les blocs atteignent localement une taille métrique (ddh 1274-17- 248, 45 m). Les bordures des fragments sont nettes et, dans certains cas, irrégulières.

Les parties massives sont aphanitiques, homogènes et comportent 1 à 3% de phénocristaux de quartz subarrondis de 0,5 à 1 mm et de feldspaths (plagioclase) automorphes (isolés ou agglomérés) de 1 à 2 mm (Fig. 2.11D, E). La matrice est microcristalline et composée d'un mélange quartzo-feldspathique. Des lamines de séricite (5-15%) remplacent partiellement la matrice, et n'affectent pas les feldspaths qui sont bien préservés.

Mode de mise en place

Cette unité est interprétée comme un dôme avec un cœur massif et du matériel volcanoclastique en périphérie (brèche de carapace, de coulée ou de talus). Une croissance continue du dôme pourrait expliquer le développement important du faciès volcanoclastique à la base et au sommet de l'unité. Les passages de tuf à lapilli comportant seulement 10-15% de lapillis pourraient s'être formés suite à une incorporation de fragments autoclastiques dans un nouvel épisode de croissance du dôme.

Géochimie

Les échantillons les moins altérés (n = 4) ont une concentration moyenne de 70,5% SiO₂, 0,59% TiO₂, 13,2% Al₂O₃, et 234 ppm Zr (Tableau 2.3). Ils se situent à la limite entre les champs de l'andésite et de la rhyodacite-dacite dans le diagramme Zr/TiO₂ vs Nb/Y de Pearce (1996)

(Fig. 2.12A) et au milieu du champ rhyodacite-dacite dans celui de Winchester et Floyd (1977) (Fig. 2.12D), tout comme les échantillons altérés ($n = 4$). Dans le diagramme SiO_2 vs Zr/TiO_2 (Fig. 2.12B), les échantillons sont distribués verticalement depuis la partie supérieure du champ de la rhyodacite-dacite jusqu'à la base du champ de la rhyolite. L'affinité magmatique est calco-alkaline (Fig. 2.12C). Dans le diagramme de discrimination (Fig. 2.12E), la population forme un groupe bien défini dans le coin inférieur gauche au-dessus de celle de l'andésite avec néanmoins un rapport Zr/TiO_2 supérieur ($\text{Zr/TiO}_2 = 400,8$ et $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 = 22,6$). Le profil des ETR (Fig. 2.13A) est caractérisé par une pente négative modérée des ETR légers ($[\text{La/Sm}]_n = 3,14$) et une pente très faible des ETR lourds ($[\text{Gd/Lu}]_n = 1,41$) formant une courbe légèrement concave. Le tout résulte en une pente négative relativement forte ($[\text{La/Yb}]_n = 6,29$) marquée par un fractionnement des ETR lourds. Une faible anomalie négative en Eu est présente ($[\text{Eu/Eu}^*]_n = 0,69$). Le profil multiéléments (Fig. 2.13B) montre des anomalies négatives modérées en Nb et Ta ($[\text{Th/Nb}]_n = 2,81$), une anomalie négative faible en Ti ($[\text{Ti/Gd}]_n = 0,50$), et des anomalies positives fortes en Zr et Hf ($[\text{Sm/Zr}]_n = 0,47$).

2.2.1.4 Intrusions intermédiaires (I2)

L'ensemble de la séquence volcanique du gîte B26 est recoupée par une quantité importante de dykes de composition intermédiaire. Ces dykes ont des épaisseurs variables allant de 15 cm à plusieurs mètres. Trois familles texturales ont été identifiées et correspondent à des positions spatiales et des signatures géochimiques distinctes. Ces dykes n'ont presque pas été affectés par l'altération hydrothermale.

Dyke aphanitique (I2 aph)

La famille de dykes aphanitiques est la plus commune. Dans l'éponte inférieure du gîte elle est distribuée de manière éparse et majoritairement cloisonnée au membre inférieur. Dans l'éponte supérieure, une concentration très importante de ces dykes recoupent l'ensemble du niveau stratigraphique où se trouve la rhyolite porphyrique B et son équivalent volcanoclastique à cristaux et lapillis. Ils forment alors un essaim très dense recoupant l'unité rhyolitique avec des contacts nets

(Fig. 2.14D). Ces dykes ont pour la plupart subi une carbonatation importante avec surtout de la calcite et de l'ankérite.

Géochimie

Les échantillons les moins altérés ($n = 3$) ont une concentration moyenne de 47,3% SiO_2 , 0,58% TiO_2 , 14,8% Al_2O_3 , et 109 ppm Zr (Tableau 2.3). Ils se situent dans le champ de l'andésite dans les diagramme Zr/TiO_2 vs Nb/Y de Pearce (1996) (Fig. 2.15A) et de Winchester et Floyd (1977) (Fig. 2.3B). Dans le diagramme SiO_2 vs Zr/TiO_2 (Fig. 2.15B), les échantillons sont distribués verticalement entre les champs de la trachyandésite et du basalte andésitique. L'affinité magmatique est transitionnelle à calco-alcaline dans le diagramme Th/Yb vs Zr/Y (Fig. 2.15C). Dans le diagramme de discrimination (Fig. 2.15D), la population forme un groupe bien défini qui se superpose à celui de l'andésite ($\text{Zr/TiO}_2 = 187,4$ et $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 = 25,5$). Les profils des ETR et multiéléments (Fig. 2.16A, B) sont identiques à ceux de l'unité d'andésite, à l'exception d'anomalies négatives plus faibles en Nb et Ta ($[\text{Th/Nb}]_n = 1,76$).

Dyke porphyrique (I2 por)

Les dykes porphyriques constituent une population distribuée exclusivement dans l'éponte inférieure du gîte, au sein de la rhyolite aphyrique A, selon un plan vertical assez continu d'est en ouest. La texture est porphyrique avec 30 à 40% de phénocristaux de feldspaths sub-automorphes (subarrondis) de 1 à 3 mm de diamètre (Fig. 2.14C). Une légère altération à carbonates (ankérite et dolomite) affecte la matrice.

Géochimie

Les échantillons les moins altérés ($n = 5$) ont une concentration moyenne de 61,3% SiO_2 , 0,44% TiO_2 , 15,6% Al_2O_3 , et 83 ppm Zr (Tableau 2.3). Ils se situent dans le champ de l'andésite dans les diagrammes Zr/TiO_2 vs Nb/Y de Pearce (1996) (Fig. 2.15A) et de Winchester et Floyd (1977) (Fig. 2.3B). Dans le diagramme SiO_2 vs Zr/TiO_2 (Fig. 2.15B) les échantillons se situent à la base du

champ rhyodacite-dacite. L'affinité magmatique est calco-alcaline (Fig. 2.15C) du fait de son rapport Zr/Y (12,6) deux fois plus élevé que les autres unités intermédiaires (exceptée la famille I2_grf). Cette famille porphyrique a le même rapport Zr/TiO_2 (186,0) que la famille aphanitique et l'andésite mais un rapport Al_2O_3/TiO_2 (35,1) plus élevé. Le profil des ETR (Fig. 2.16A) a une allure également similaire à ces derniers (en plus appauvri) avec néanmoins une pente négative plus prononcée des ETR lourds ($[Gd/Lu]_n = 1,77$). Sur le profil multiéléments (Fig. 2.16B) cette famille se distingue par une très faible anomalie négative (voire inexistante) en Ti ($[Ti/Gd]_n = 1,13$), et des anomalies positives fortes en Zr et Hf ($[Sm/Zr]_n = 0,49$) semblables à celle de la dacite.

Dyke à grains fins (I2 grf)

Ces dykes forment une petite population distribuée dans une bande de 30 m de part et d'autre de l'horizon stratigraphique qui encaisse la lentille de SMV principale. Ils sont de couleur gris-brun et possèdent une texture microgrenue foliée (Fig. 2.14B). Ils sont également altérés en carbonates, dont la dolomite est l'espèce la plus commune.

Géochimie

Les échantillons les moins altérés ($n = 2$) ont une concentration moyenne de 49,1% SiO_2 , 0,73% TiO_2 , 12,3% Al_2O_3 , et 200 ppm Zr (Tableau 2.3). Ils se situent dans le champ de l'andésite dans les diagrammes Zr/TiO_2 vs Nb/Y de Pearce (1996) (Fig. 2.15A) et de Winchester et Floyd (1977) (Fig. 2.3B). Dans le diagramme SiO_2 vs Zr/TiO_2 (Fig. 2.15B), les échantillons se situent à l'intersection des champs du basalte andésitique et de la phonolite. L'affinité magmatique est calco-alcaline (Fig. 2.15C) avec un rapport Zr/Y (13,0) semblable à la famille porphyrique. Du fait de ses teneurs plus élevées en Zr et TiO_2 cette famille de dyke a un rapport Zr/TiO_2 (273,7) plus élevé et un rapport Al_2O_3/TiO_2 (16,5) plus faible lui conférant une position distincte dans le diagramme de discrimination (Fig. 2.15D). Le profil des ETR (Fig. 2.16A) est quant à lui très différent des autres unités intrusives intermédiaires. Sa pente globale est négative et extrêmement forte ($[La/Yb]_n = 32,6$) avec une pente négative forte des ETR légers ($[La/Sm]_n = 3,25$) et une pente négative très forte des ETR lourds

($[\text{Gd}/\text{Lu}]_n = 5,23$). Son profil multiéléments (Fig. 2.16B) indique des anomalies négatives très prononcées en Nb, Ta et Ti ($[\text{Th}/\text{Nb}]_n = 7,04$; $[\text{Ti}/\text{Gd}]_n = 0,38$) ainsi que des très faibles anomalies négatives en Zr et Hf ($[\text{Sm}/\text{Zr}]_n = 1,27$).

2.2.2 Membre supérieur

2.2.2.1 Rhyolite aphyrique (Rhy A)

La rhyolite aphyrique A est l'unité la plus volumineuse du membre supérieur de B26, en plus d'être l'hôte de la lentille principale. Elle s'étend latéralement sur au moins une dizaine de kilomètres et verticalement jusqu'à au moins 880 m sous la surface. Son épaisseur varie latéralement, elle atteint un maximum de 300 m au centre du gîte (section 652950 : Fig. 2.4) puis diminue vers l'ouest atteignant 100 m au niveau de la section 652000 (Fig. 2.4). Elle se caractérise principalement par les faciès massif et volcanoclastique. Des dykes de rhyolite aphyrique A recoupent les unités intermédiaires du membre inférieur (Fig. 2.5). Dans l'éponte inférieure du gîte, la rhyolite aphyrique A est affectée en totalité par une altération hydrothermale intense et par conséquent les textures primaires sont mal préservées.

Aspect dans l'éponte inférieure de la lentille principale

La rhyolite aphyrique A présente dans l'éponte inférieure de la lentille principale est principalement massive (70%) et alterne avec des zones d'aspect fragmentaire. Sa couleur varie de gris-vert foncé à localement beige (Fig. 2.17A, B). Bien que généralement aphanitique, il y a localement jusqu'à 3% de phénocristaux de quartz (0,5 à 1,5 mm) dans la rhyolite A. La matrice, de composition quartzo-feldspathique, est microcristalline avec une taille de grain variant entre 0,03 et 0,05 mm et comportant 5 à 8% de grains de 0,15 mm de diamètre (Fig. 2.18C, F). Localement, une texture relique possiblement sphérolitique ou amygdalaire (amas de quartz recristallisé en grains de 0.2 mm) est présente (Fig. 2.17B). Aussi des textures qui pourraient s'apparenter à de l'écoulement laminaire sont très localement préservées (Fig. 2.17D) et sont marquées par une alternance de

bandes riches en séricite et d'autre riches en quartz plus finement cristallisé (Fig. 2.18C). Les parties d'aspect fragmentaires sont caractérisées par des fragments aphyriques anguleux (bordures nettes) moins altérés que la matrice et étirés/aplatis dans la schistosité principale selon un rapport d'allongement apparent d'environ 1 : 5 (Figs. 2.17F et 2.18A, B). La taille des fragments varie de quelques millimètres à plusieurs centimètres. En lame mince, ils se caractérisent par des amas millimétriques microcristallins composés principalement de quartz avec quelques grains de sulfures disséminés (Fig. 2.18D, E). Ils sont plus ou moins étirés/aplatis et constituent des obstacles aux bandes pénétratives et massives de séricite-(chlorite) (Fig. 2.18D, E). Ces bandes de phyllosilicates remplacent de 30 à 60% la matrice. Également, des petits clastes millimétriques anguleux sont localement présentes entre les fragments (Fig. 2.18B). Il pourrait s'agir d'un faciès de hyaloclastite.

À priori, l'unité de rhyolite aphyrique A semble relativement massive et les variantes de son aspect physique semblent plus correspondre à la nature et l'intensité de l'altération et de la déformation qu'à quelque chose de primaire. Toutefois, le faciès fragmentaire est particulièrement bien développé dans les zones les plus altérées de l'éponte inférieure. Cette observation peut en revanche très bien appuyer une interprétation primaire du faciès fragmentaire, qui favorise fortement la circulation des fluides hydrothermaux. De plus, en considérant la dominance du faciès volcanoclastique dans l'éponte supérieure qui est beaucoup mieux préservée de l'altération, il se pourrait que le faciès fragmentaire soit largement sous-estimé dans l'éponte inférieure. D'autre part, les très fines lamines de séricite massives (Fig. 2.17D; Fig. 2.18C) sont interprétées dans le cas présent comme s'étant développées en empruntant l'anisotropie primaire associée à de l'écoulement laminaire. Toutefois, il est possible que cette anisotropie primaire soit originellement un réseau de plans de fractures de refroidissement rectilignes, ou entièrement le produit de l'altération et de la déformation superposée (ou les deux combinés).

Aspect dans l'éponte supérieure de la lentille principale

L'éponte supérieure du gîte est globalement préservée de l'altération hydrothermale intense. Par conséquent, de nombreuses reliques de textures primaires y sont préservées. La rhyolite a une

couleur gris pâle à moyen et un aspect très vitreux qui permet de la distinguer très facilement (Fig. 2.19A). Une quantité importante de micro-grains de sphalérite et pyrite disséminés lui donne une coloration rosâtre localement dans les premiers mètres au-dessus de la lentille minéralisée principale. Elle est recoupée à plusieurs niveaux stratigraphiques par un réseau de veinules et veines composées d'ankérite-biotite-quartz-magnétite (cf. Chapitre 3). Ce faciès d'altération semble tardif et forme une texture de brèche dans laquelle il constitue la matrice englobant des fragments flottants anguleux et allongés de rhyolite aphyrique vitreuse (cf. Chapitre 3). La texture de la matrice quartzofeldspathique est aphanitique avec des grains très fins de 5 à 10 μm , avec la présence d'amas (0,5-2 mm) recristallisés de grains de quartz de forme ovoïde plus ou moins étirés pouvant s'apparenter à des amygdales ou sphérules (Fig. 2.20D). Des textures sphérolitiques (Fig. 2.19B ; Fig. 2.20B, C) et d'écoulement laminaire (Fig. 2.19D) sont bien préservées latéralement à distance de la zone minéralisée, au niveau de la section 652650 (1274-14-184M) à l'ouest et de la section 653200 à l'est (1274-13-173M). Les sphérules sont ovoïdes (1-2 mm) et sont généralement composées de bordures de quartz granoblastique, d'un cœur microcristallin, le tout drapé d'une auréole riche en albite (Fig. 2.20C). Des textures d'écoulement fragmentaire (ou bien s'agit-il de sphérules très déformées ?) sont également présentes à proximité des parties sphérolitiques (Fig. 2.19E, F ; Fig. 2.20A). Dans la partie située juste à l'aplomb de la lentille minéralisée le faciès volcanoclastique domine avec 30 à 60% de lapillis de rhyolite aphanitique et localement sphérolitique alignés dans le sens de la schistosité principale (Fig. 2.21A, B). Les lapillis sont subarrondis à anguleux et présentent une texture en casse-tête (Fig. 2.21B). Leur taille varie de 4-5 cm à quelques mm distribués entre les plus gros fragments. Ils ont une texture souvent microcristalline et paraissent plus sombres (car texture plus fine et moins altérée) que la matrice plus riche en séricite (Fig. 2.21E, F). Localement, proche de l'horizon de tuf à cristaux, des blocs pluri-décimétriques de rhyolite aphyrique sont présents dans le tuf.

La partie de l'unité de rhyolite A située entre les rhyolites porphyriques B et C de l'éponte supérieure (Fig. 2.5), est dominée par un faciès fragmentaire englobant une partie massive plus mince. La partie cohérente présente la même texture que l'unité située entre la lentille principale et la rhyolite B. Des textures sphérolitiques et d'écoulement laminaire y ont d'ailleurs été observées. La

partie volcanoclastique est dominée par 5-20% de lapillis et cristaux de même composition que la matrice. Ils ont un rapport d'allongement allant de 1 : 3 à 1 : 6, et leurs bordures sont nettes (Fig. 2.21C, D).

Mode de mise en place

Les faciès volcaniques observés dans cette unité ont été grandement affectés par l'altération et la déformation, en particulier dans l'éponte inférieure du gîte. De plus, l'observation possible uniquement en carotte de forage limite grandement l'interprétation. Par conséquent, les interprétations proposées ici demeurent en partie spéculatives.

L'unité de rhyolite A peut correspondre à un enchevêtrement de plusieurs dômes mis en place selon plusieurs épisodes synchrones et/ou successifs de croissance en partie endogène associés au développement de dépôts volcanoclastiques résultant soit d'une fragmentation autoclastique (bèches de coulée, de carapace), soit de la formation de zones de talus en marge des dômes. L'alternance importante, observée dans l'éponte inférieure, entre les faciès massifs et bréchiques impliquerait, dans le cas où ces faciès soient d'origine primaire, une croissance intrusive et/ou extrusive latérale importante du dôme. La partie massive formerait alors un cœur massif évoluant verticalement tout en développant des ramifications latérales bordées par un faciès volcanoclastique d'origine autoclastique. Ces dernières peuvent se terminer par des lobes (voir Chapitre 5 pour le lien entre cette unité et la minéralisation).

Géochimie

Les échantillons les moins altérés ($n = 13$) ont une concentration moyenne de 79,7% SiO_2 , 0,08% TiO_2 , 9,75% Al_2O_3 , et 258 ppm Zr (Tableau 2.3). Ils se situent dans la partie gauche du champ de la rhyolite alcaline dans le diagramme de Pearce (1996) et dans le champ de la rhyolite dans celui de Winchester et Floyd (1977) (Fig. 2.22A et Fig. 2.3B). Dans le diagramme SiO_2 vs Zr/TiO_2 (Fig. 2.22B), les échantillons sont distribués verticalement dans le champ de la rhyolite atteignant la barre des 85% de SiO_2 pour les échantillons altérés. L'affinité magmatique est calco-alcaline

(Fig. 2.22C) avec une part mineure des échantillons situés dans le champ d'affinité transitionnelle au bord de la limite avec le champ calco-alcalin. Les échantillons les moins altérés se situent dans le champ de fertilité des rhyolites de type FII (Hart et al., 2004 ; Fig. 2.22D) alors que les échantillons altérés sont dispersés dans plusieurs champs. Les rapports Zr/TiO_2 (3289,3) et Al_2O_3/TiO_2 (124,7) sont très élevés de par la teneur très faible en TiO_2 . Cela confère à la rhyolite A une position bien distincte dans le coin supérieur droit du diagramme de discrimination (Fig. 2.22E). Le profil des ETR (Fig. 2.23A) est caractérisé par une pente négative modérée des ETR légers ($[La/Sm]_n = 2,74$) et une pente nulle des ETR lourds marquée uniquement par une anomalie positive faible en Gd d'où le rapport $[Gd/Lu]_n (= 1,34)$ indiquant une pente négative très faible. Le tout résulte en une pente négative modérée ($[La/Yb]_n = 5,13$) marquée par un fractionnement des ETR lourds. Une anomalie négative en Eu est présente ($[Eu/Eu^*]_n = 0,49$). Le profil multiéléments (Fig. 2.23B) montre des anomalies négatives modérées en Nb et Ta ($[Th/Nb]_n = 2,70$), une anomalie négative forte en Ti ($[Ti/Gd]_n = 0,03$), une anomalie positive à négative très faible en Zr qui apparaît nulle en moyenne ($[Sm/Zr]_n = 0,99$), et une anomalie faible en Hf.

2.2.2.2 Rhyolites et rhyodacites porphyriques

Initialement, trois unités distinctes de rhyolite porphyrique ont été mises en évidence par la compagnie dans les journaux de description des carottes de par leurs caractéristiques pétrographiques et leur position stratigraphique. Toutefois, suite à l'étude lithogéochimique détaillée des roches intermédiaires à felsiques du secteur B26, deux de ces unités s'avèrent être très similaires, alors que la troisième présente une signature légèrement différente, ce qui fait que deux unités felsiques porphyriques sont maintenant reconnues (rhyolites B et C). En effet, sur la carte géologique (Fig. 2.4) l'unité de rhyolite B est présente à deux niveaux stratigraphiques distincts et présente une pétrographie différente causée par l'altération hydrothermale qui a affecté l'unité située dans l'éponte inférieure du gîte en détruisant les phénocristaux de feldspaths. Par conséquent, la description des unités felsiques porphyriques est subdivisée en deux descriptions principales, la rhyolite porphyrique B (aspect dans l'éponte inférieure et supérieure) et la rhyolite C. Il existe

néanmoins des distinctions géochimiques au sein de ces unités qui ne correspondent pas pour autant à des différences pétrographiques apparentes, par conséquent ces distinctions sont abordées uniquement dans la partie géochimie.

Rhyolite porphyrique B

Cette unité s'est mise en place d'une part dans l'éponte inférieure à la base du membre supérieur de B26, et d'autre part dans l'éponte supérieure au sein de la partie volcanoclastique de la rhyolite A (Figs. 2.4 et 2.5). Elle se biseaute d'ouest en est dans l'éponte inférieure et d'est en ouest dans l'éponte supérieure, selon la même direction de plongée de 65 degrés vers l'ouest au sein d'un plan vertical est-ouest. Une particularité importante, la partie de l'unité située dans l'éponte supérieure du gîte est recoupée (contacts nets) par un nombre important de dykes intermédiaires pluridécimétriques à plurimétriques (Fig. 2.14D).

Aspect dans l'éponte inférieure

Située à la base du membre supérieur de B26, entre le tuf intermédiaire à lapilli et la rhyolite A, la rhyolite B est présente dans les portions ouest et centrale du gîte (Figs. 2.4 et 2.5). D'une épaisseur de 30 à 200 m, elle possède une extension latérale d'au moins 1,2 km et a été interceptée jusqu'à -610 m de profondeur (partie ouest). À l'est, l'unité se biseaute et est progressivement interdigitée avec la rhyolite A fragmentaire (discontinuité lithologique) alors que sa continuité vers l'ouest (i.e., au-delà de 652000E) est peu documentée. Elle recoupe également une partie du membre inférieur sous forme de dykes de 1 à 8 m d'épaisseur (Figs. 2.5 et 2.11C) dont quelques-uns sont fortement altérés. L'unité encaisse en partie la minéralisation à cuivre-or (Fig. 2.5). Il s'agit d'une rhyolite porphyrique massive et homogène de couleur gris-vert foncé. Elle comporte 10-15% de phénocristaux de quartz arrondis à anguleux de 0,5 à 5 mm de diamètre (Fig. 2.24A, B). Les phénocristaux de quartz sont translucides, généralement bleutés, et communément recristallisés et réduits en sous-grains (Fig. 2.24C). La mésostase quartzo-feldspathique est microcristalline avec une taille de grains d'environ 0,05 mm de diamètre. Cette dernière a été affectée par l'altération

hydrothermale et présente une altération intense à séricite-chlorite qui représente de 30 à 50% du volume de la roche (Fig. 2.24B, C). Localement un aspect bréchique est présent principalement à la base et au sommet de l'unité (Fig. 2.25A).

Aspect dans l'éponte supérieure

Située à la base de la partie volcanoclastique de l'unité de rhyolite A de l'éponte supérieure, la rhyolite B est présente dans les portions est et centrale du gîte (Fig. 2.4). D'une épaisseur de 30 à 70 m, elle possède une extension latérale d'au moins 500 m près de la surface dans la portion est alors qu'en profondeur elle plonge (selon la linéation d'étirement de 65°O) vers l'ouest sur plus de 900 m. Trois faciès volcaniques caractérisent cette unité :

Partie massive : Un faciès massif homogène composé de phénocristaux de quartz et feldspaths constitue le cœur de l'unité et représente environ 90% de celle-ci (Fig. 2.24D, E, F). Les phénocristaux de quartz font entre 0,5 et 5 mm de diamètre, sont subarrondis à subanguleux et constituent entre 10 et 15% de l'unité. Ils sont, comme dans l'éponte inférieure, fortement recristallisés et présentent des bordures résorbées (Fig. 2.24C, F). Les phénocristaux de feldspath, principalement des plagioclases maclés, font entre 0,5 et 5 mm de diamètre et sont xénomorphes à automorphes, plus ou moins fracturés. Ils ont une distribution irrégulière avec une proportion modale allant de 1 à 10%. La mésostase est de couleur gris moyen, brunâtre à localement rosâtre, et présente un éclat vitreux (Fig. 2.24D). Elle a une composition quartzo-feldspathique et une texture microcristalline dont les grains ont un diamètre de 5-10 μm . L'altération est localement faible en séricite, et se présente sous forme de lamines moulant et recoupant les phénocristaux, et sous forme disséminée dans la matrice et dans certains feldspaths, bien qu'ils soient généralement très bien préservés. Des petits amas de porphyroblastes de biotite sont présents localement (Fig. 2.24F).

Tuf à cristaux : Un niveau de 2 à 4 m d'épaisseur de tuf à cristaux de quartz est présent à la base de l'unité, en contact avec la rhyolite A (Fig. 2.5). Il est composé de 30 à 40% de phénocristaux de quartz et quelques phénocristaux de feldspath subautomorphes à xénomorphes (Fig. 2.26D, F). Les phénocristaux de quartz ont un diamètre de 0,2 à 1,5 mm, sont subanguleux à subarrondis et

possèdent localement un rapport d'allongement apparent atteignant 1 : 3 (Fig. 2.26B). La bordure des phénocristaux de quartz est irrégulière et communément dentelée de baies de résorption (Fig. 2.26D, F). La matrice est complètement remplacée par de la séricite et/ou par des carbonates, et localement un peu de chlorite et biotite sont présentes (Fig. 2.26B, D, F). Ce niveau est également l'hôte d'une minéralisation de pyrite semi-massive à massive (Fig. 2.26A, E), en mélange local avec de la sphalérite. Des petits lapillis/fragments felsiques microcristallins sont également présents dans le tuf, surtout dans les zones à pyrite semi-massive (Fig. 2.26A, E).

Tuf à lapilli et bloc : Ce niveau plurimétrique est distribué entre le tuf à cristaux et la partie massive, à la base de l'unité, ainsi qu'au sommet de la partie massive de l'unité. Ce faciès est composé de lapillis de rhyolite porphyrique B et localement de rhyolite A figés dans une matrice microcristalline affectée par la séricitisation dans laquelle des phénocristaux de quartz sont visibles (Fig. 2.25B,-E). Les lapillis sont subanguleux et alignés dans le sens de la schistosité principale.

Mode de mise en place

Les faciès volcaniques de la rhyolite B (massif, tuf à lapilli, tuf à cristaux) semblent indiquer qu'il s'agisse d'une roche de haute viscosité s'étant mise en place principalement sous forme de filons-couches. En effet, l'unité se caractérise par un découplage stratigraphique et se met en place préférentiellement aux contacts de deux unités différentes dans l'éponte inférieure (i.e., Tuf intermédiaire à lapilli / Rhyolite A : Fig. 2.5) et au sein d'une unité volcanoclastique dans l'éponte supérieure. Concernant le faciès de tuf à cristaux, il pourrait s'agir d'une partie initialement massive de la rhyolite B qui ait subi une forte altération et déformation entraînant un raccourcissement important expliquant la forte concentration de phénocristaux. De plus, la nature anguleuse et hétérogranulaire des phénocristaux de quartz, observée aussi bien dans les parties massives homogènes que volcanoclastiques de la rhyolite B, semble être le résultat d'une recrystallisation dynamique importante favorisant la réduction des gros phénocristaux initialement subarrondis en plusieurs cristaux anguleux de taille inférieure (Fig. 2.24C). Les phénocristaux (monominéral) réduits, selon des plans de fracture, ont tendance à développer des formes allongées et anguleuses (Fig.

2.26D) puis à se disperser de l'emplacement initial du proto-phénocristal (Fig. 2.26B). Toutefois, la présence locale de lapillis dans l'horizon de tuf à cristaux constitue un argument en faveur de processus volcaniques synéruptifs. Il est probable qu'il s'agisse d'une combinaison de ces deux phénomènes.

Géochimie

Les échantillons les moins altérés ($n = 7$) ont une concentration moyenne de 79,5% SiO_2 , 0,12% TiO_2 , 10,5% Al_2O_3 , et 155 ppm Zr (Tableau 2.3). Ils se situent dans la partie supérieure du champ rhyolite-dacite (à la limite avec le champ rhyolite alcaline pour deux échantillons) du diagramme de Pearce (1996) et dans le champ de la rhyolite dans celui de Winchester et Floyd (1977) (Fig. 2.27A et Fig. 2.3B). Dans le diagramme SiO_2 vs Zr/TiO_2 (Fig. 2.27B) les échantillons sont distribués verticalement dans le champ de la rhyolite atteignant la barre des 82% de SiO_2 . L'affinité magmatique est calco-alcaline (Fig. 2.27C). Les échantillons les moins altérés se situent dans le champ de fertilité des rhyolites de type FII (Hart et al., 2004; Fig. 2.27D). Une distinction géochimique peut être proposée pour la rhyolite B. Comme illustré sur le diagramme Zr vs TiO_2 (Fig. 2.27F) deux échantillons de rhyolite B, nommés B1, ont une valeur plus faible en Ti (0,09% en moyenne), et par conséquent la droite passant par l'origine des échantillons B1 a une pente légèrement plus faible que celle des échantillons B2 dont la valeur en Ti est un peu plus élevée (0,13% en moyenne). Sur le diagramme de discrimination les distinctions B1 et B2 ont donc une signature distincte (Fig. 2.27E) avec des rapports Zr/TiO_2 ($B1 = 1638,9$; $B2 = 1197,8$) et $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ ($B1 = 109,4$; $B2 = 81,6$) différents. Toutefois, les rhyolites B1 et B2 ont exactement le même profil des ETR (Fig. 2.28A). Il se caractérise par une pente négative modérée des ETR légers ($[\text{La/Sm}]_n = 3,37$) et une pente négative très faible des ETR lourds ($[\text{Gd/Lu}]_n = 1,42$) formant une courbe légèrement concave. Le tout résulte en une pente négative plutôt forte ($[\text{La/Yb}]_n = 7,47$) marquée par un fractionnement des ETR lourds. Une forte anomalie négative en Eu est présente ($[\text{Eu/Eu}^*]_n = 0,36$). Le profil multiéléments (Fig. 2.28B) montre des anomalies négatives fortes en Nb et Ta ($[\text{Th/Nb}]_n = 3,96$), une anomalie négative

forte en Ti ($[Ti/Gd]_n = 0,09$) où la distinction B1-B2 est visible, et des anomalies positives à négatives très faibles en Zr et Hf qui apparaissent nulles en moyenne ($[Sm/Zr]_n = 0,99$).

Au vu du profil identique des ETR, la distinction géochimique de la rhyolite B serait simplement due à une différenciation magmatique un peu plus importante de la famille B1. Les rhyolites B1 sont plus représentées en profondeur à l'est dans l'éponte supérieure et dans la partie ouest dans l'éponte inférieure. Cette observation pourrait être significative avec une vision plus large de l'édifice volcanique. Néanmoins, il est possible de supposer qu'il s'agisse d'une différenciation magmatique stratifiée au sein du même filon-couche ou alors qu'on ait à faire à une succession de filons-couches de la même source, qui se soit différenciée progressivement.

Rhyolite porphyrique C

La rhyolite C se retrouve au sommet du membre supérieur de B26, au sein de l'éponte supérieure du gîte (Figs. 2.4 et 2.5). Elle est interprétée comme une unité continue sur plus d'un kilomètre latéralement ainsi qu'en profondeur. D'une épaisseur de 10 à 50 m elle se caractérise par un faciès majoritairement massif alternant avec de minces niveaux de roches sédimentaires. L'unité s'est mise en place au sein de la partie supérieure des roches volcanoclastiques de la rhyolite A selon un contact net à localement bréchique. Cette partie bréchique est souvent marquée par une concentration importante (70-80%) de veines massives d'ankérite-magnétite et/ou par un remplacement pervasif (Fig. 2.29A). Au milieu de l'unité, un niveau sédimentaire mince lité, composé d'ankérite, de grès fins et d'argilite, vient recouvrir une première coulée. Ce niveau est l'hôte d'une lentille de 0,5 à 1 m de pyrite-pyrrhotite semi-massive à massive (voir Chapitre 4). Des coulées ou filons-couches andésitiques amygdalaires viennent s'intercaler entre cet horizon sédimentaire, possiblement en partie exhalatif, et un deuxième niveau de rhyolite C (Fig. 2.5). La partie supérieure de l'unité est remplacée graduellement par l'ankérite jusqu'à ne constituer qu'un niveau d'ankérite presque massif (Fig. 2.32C) dans lequel seulement quelques reliques de phénocristaux sont discernables localement.

La rhyolite C est de couleur gris pâle blanchâtre et possède un éclat mat laiteux. Elle est composée de 10-20% de phénocristaux de quartz subanguleux à subarrondis de 0,5 à 4 mm de diamètre ayant une distribution relativement homogène (Fig. 2.29B, C) bien que leur abondance soit moindre dans la partie supérieure de l'unité. Les phénocristaux de quartz sont communément fortement recristallisés et présentent des queues de recristallisation très bien développées (Fig. 2.29D, E). Des feldspaths sont présents selon une distribution hétérogène, et sont difficilement discernables à l'œil nu. Au microscope, ils apparaissent localement en grains subautomorphes (Fig. 2.29F) et en glomérophénocristaux. Toutefois, dans la plupart des cas ils ont subi une altération sélective en séricite et une déformation importante formant des amas étirés remplis de séricite isolés au sein de la mésostase fraîche (Fig. 2.29D, E). La matrice, de composition quartzo-feldspathique, est microcristalline avec une granulométrie d'environ 0,05 mm. L'unité est affectée par une altération riche en fer plus ou moins pervasive représentée principalement par l'assemblage ankérite-magnétite et accessoirement par un assemblage de chlorite-séricite.

Dans l'éponte inférieure du gîte cette rhyolite apparaît localement à l'ouest, au contact inférieur de la rhyolite B et subit une altération intense à séricite-chlorite.

Mode de mise en place

La rhyolite C s'est probablement mise en place à la fois sous-forme de filons-couches au sein du faciès volcanoclastique sous-jacent de la rhyolite A, et également sous forme de domes-coulées sur le plancher océanique puisque ces derniers sont surmontés d'un niveau sédimentaire. La nature pervasive de l'altération à carbonates de fer indiquerait une potentielle nature volcanoclastique du sommet de l'unité, qui s'apparenterait à un faciès de brèche autoclastique, bien qu'il soit difficile de l'observer du fait de l'altération intense. La présence de cette unité très localement dans l'éponte inférieure à la base de la rhyolite B, semble indiquer qu'il s'agisse de dykes nourriciers (synvolcaniques car altérés).

Géochimie

Les échantillons les moins altérés ($n = 3$) se situent dans le champ rhyolite-dacite du diagramme de Pearce (1996) et dans le champ de la rhyolite dans celui de Winchester et Floyd (1977) montrant une légère dispersion verticale (Fig. 2.27A et Fig. 2.3B). Dans le diagramme SiO_2 vs Zr/TiO_2 (Fig. 2.27B), les échantillons sont distribués verticalement dans le champ de la rhyolite atteignant la barre des 77% de SiO_2 ce qui est inférieur aux rhyolites A et B. L'affinité magmatique est calco-alcaline (Fig. 2.27C). Les échantillons les moins altérés se situent dans le champ de fertilité des rhyolites de type FII (Hart et al., 2004; Fig. 2.27D). Une distinction géochimique est proposée pour la rhyolite C sur la base d'une teneur en Ti et SiO_2 différente. La rhyolite C1 a une concentration moyenne de 75,6% SiO_2 , 0,23% TiO_2 , 12,4% Al_2O_3 , et 278 ppm Zr alors que la rhyolite C2 a une concentration moyenne de 72,9% SiO_2 , 0,36% TiO_2 , 12,9% Al_2O_3 , et 301 ppm Zr (Tableau 2.3). Ces différences compositionnelles placent ces deux familles sur des droites différentes dans le diagramme Zr/TiO_2 (Fig. 2.27F). Sur le diagramme de discrimination les distinctions C1 et C2 ont donc une signature distincte (Fig. 2.27E) avec des rapports Zr/TiO_2 ($C1 = 1206,5$; $C2 = 836,1$) et $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ ($B1 = 53,9$; $B2 = 35,8$) différents.

Le profil des ETR (Fig. 2.30A) de la rhyolite C justifie également cette distinction. La famille C1 a une pente négative modérée des ETR légers ($[\text{La/Sm}]_n = 3,19$) et une pente très faible des ETR lourds ($[\text{Gd/Lu}]_n = 1,23$) formant une courbe légèrement concave. Le tout résulte en une pente négative modérée ($[\text{La/Yb}]_n = 5,83$) marquée par un fractionnement des ETR lourds. Une anomalie négative importante en Eu est présente ($[\text{Eu/Eu}^*]_n = 0,41$). Le profil multiéléments (Fig. 2.30B) montre une anomalie négative modérée en Nb-Ta ($[\text{Th/Nb}]_n = 3,96$), une anomalie négative forte en Ti ($[\text{Ti/Gd}]_n = 0,12$), une anomalie positive modérée en Zr-Hf ($[\text{Sm/Zr}]_n = 0,66$).

La famille C2 a une pente négative plus forte des terres rares légères ($[\text{La/Sm}]_n = 4,01$) et une pente négative également plus forte, tout en restant faible, des ETR lourds ($[\text{Gd/Lu}]_n = 1,71$). Le tout résulte en une pente négative plutôt forte ($[\text{La/Yb}]_n = 8,81$). L'anomalie négative en Eu est moins prononcée que pour C1 ($[\text{Eu/Eu}^*]_n = 0,41$). Le profil multiéléments (Fig. 2.30B) montre des anomalies

négligentes plus prononcées en Nb et Ta ($[\text{Th}/\text{Nb}]_n = 3,75$), une anomalie négative moins forte en Ti ($[\text{Ti}/\text{Gd}]_n = 0,22$), et des anomalies positives modérées en Zr et Hf ($[\text{Sm}/\text{Zr}]_n = 0,51$).

Bien que les familles C1 et C2 forment une unité singulière identique d'un point de vue pétrographique et textural, les légères différences observées dans leur signature géochimique justifient cette distinction.

Comparaison géochimique des rhyolites porphyriques de B26

La rhyolite C se distingue de la rhyolite B par sa concentration en TiO_2 , Zr, Hf et Al_2O_3 beaucoup plus élevée (Tableau 2.3). Sur le profil multiéléments (Fig. 2.31B), les anomalies positives en Zr et Hf ainsi que l'anomalie négative en Ti moins prononcée de la rhyolite C illustrent bien cette différence. Toutefois, l'allure générale des pentes globales du profil des ETR (Fig. 2.31A) est sensiblement identique bien que les rhyolites C2 et B aient une pente négative légèrement plus élevée. En effet, la rhyolite C1 est légèrement plus enrichie en ETR lourds. Aussi, la rhyolite C1 a le même rapport Zr/TiO_2 que la rhyolite B2 (Tableau 2.3). Par conséquent, elles partagent la même droite de régression dans le diagramme Zr vs TiO_2 (Fig. 2.27E), avec toutefois un enrichissement relatif plus important pour la rhyolite C1 bien que les échantillons représentatifs de cette sous-unité soient plus ou moins frais, et que par conséquent il ne s'agisse pas d'une perte de masse. Il pourrait s'agir d'un enrichissement de la rhyolite C1 en phases accessoires (p. ex. : zircon, ilménite, titanite).

2.2.2.3 Les roches sédimentaires

Dans la portion sommitale du membre supérieur de B26, de minces niveaux sédimentaires sont présents aux contacts de l'unité de rhyolite porphyrique C et de l'andésite amygdalaire (Fig. 2.32A). Ces niveaux ont une épaisseur variant de quelques dizaines de centimètres à trois mètres dans le secteur à l'étude. Toutefois, plus à l'ouest, sur le même niveau stratigraphique, l'épaisseur de ces bandes sédimentaires augmente fortement. Ces niveaux sont composés d'une alternance de grès fins à moyens, de lits chertueux et d'argilite graphitique (Fig. 2.32B). Dans la plupart des cas un

niveau massif d'argilite drapé le sommet de la séquence. Un granoclassement normal vers le sud est observé, appuyant l'interprétation d'une polarité vers le sud.

À la base du premier niveau sédimentaire de la séquence (Fig. 2.5), un niveau métrique riche en carbonates est systématiquement observé. Il est composé d'ankérite et sidérite massive et de 1 à 20% de grains fins automorphes de magnétite disséminés. De plus, environ 5% de stilpnomélane, en baguettes fibreuses et radiales, et de chlorite sont présentes au sein de la matrice de carbonates de fer (Fig. 2.32D, E, F). Les textures observées alternent entre massive, litée et bréchique. Ce niveau est également l'hôte d'une minéralisation semi-massive à massive de pyrite et pyrrhotite d'une épaisseur variant de 10 à 50 cm. L'amas de sulfures se présente sous forme de lits massifs et également de veines/veinules anastomosées.

Mode de mise en place

La séquence sédimentaire litée de grès et d'argilite indique que la sédimentation s'est faite dans un environnement marin calme. L'épaisseur de la séquence dans le secteur du gîte B26 est très faible en comparaison des intersections recoupées quelques kilomètres plus à l'ouest sur la propriété, au niveau du même niveau stratigraphique. Le membre supérieur de B26 aurait formé un paléorelief positif relativement important à l'aplomb du gîte.

Le niveau très riche en fer présente, à priori, des caractéristiques attribuables à une mise en place par exhalaison. De plus, le stilpnomélane, observé en quantité importante au sein de la matrice de carbonates de fer (Fig. 2.29E, F), est un minéral commun des formations de fer et exhalites. Toutefois, la présence de phénocristaux de quartz distribués de façon homogène dans la partie basale de l'unité est attribuable à un processus de remplacement hydrothermal pervasif dans l'unité de rhyolite porphyrique C sous-jacente. Néanmoins, il semblerait que ce remplacement hydrothermal riche en fer soit tardif à la mise en place de la séquence sédimentaire et potentiellement du niveau de pyrite-pyrrhotite.

2.2.3 Les basaltes et gabbros du Groupe d'Enjalran-Bapst

Le Groupe d'Enjalran-Bapst se situe directement au sud des andésites et rhyolites calco-alcalines du membre supérieur de B26, appartenant au Groupe de Brouillan (Figs. 1.9 et 1.10; Figs. 2.4 et 2.5). L'interface entre ces deux groupes est interprétée par Lacroix (1994) comme étant de nature structurale. Elle est marquée par une bande relativement mince mais continue d'argilite graphitique. Les roches constituant le Groupe d'Enjalran-Bapst sont essentiellement des coulées de basalte recoupées par des intrusions de gabbro. Les unités de basalte sont aphanitiques (Fig. 2.33A) à très finement grenue et présentent une texture massive, homogène à localement coussinée. Les gabbros sont grenus à grains moyens, homogènes (Fig. 2.33B, C), et composés de trémolite, actinolite, épidote, plagioclase et carbonate. Ils présentent des contacts nets avec les basaltes. Mise à part une légère carbonatation pervasive, ces roches sont fraîches et non déformées dans l'environnement immédiat de B26, ce qui est possiblement différent latéralement.

2.2.3.1 Géochimie

Les échantillons les moins altérés de basalte ($n = 3$) ont une concentration moyenne de 48,3% SiO_2 , 1,39% TiO_2 , 14,9% Al_2O_3 , et 75 ppm Zr (Tableau 2.3). Les échantillons les moins altérés de gabbro ($n = 2$) ont une concentration moyenne de 46,7% SiO_2 , 0,79% TiO_2 , 15,6% Al_2O_3 , et 42 ppm Zr (Tableau 2.3). Ils se situent tous deux dans le champ basalte du diagramme de Pearce (1996) et à l'interface entre les champs basalte et basalte andésitique dans celui de Winchester et Floyd (1977) (Fig. 2.34A et Fig. 2.3B). Dans le diagramme SiO_2 vs Zr/TiO_2 (Fig. 2.34B) ils sont cloisonnés au champ des basaltes sub-alcalins. L'affinité magmatique est tholéitique (Fig. 2.34C). Les échantillons analysés présentent une signature pétrogénétique de tholéiites d'île en arc d'après le diagramme de Wood (1980) (Fig. 2.34D). Ils ont des rapports Zr/TiO_2 similaires (53) alors que leur rapport $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ diffère (10,84 pour le basalte et 19,98 pour le gabbro). Les basaltes ont un profil des ETR (Fig. 2.35A) caractérisé par une pente relativement nulle des terres rares légères ($[\text{La/Sm}]_n = 1,08$) et une pente très faible des terres rares lourdes ($[\text{Gd/Lu}]_n = 1,22$). Le tout résulte en une très

faible pente négative ($[La/Yb]_n = 1,24$). Une faible anomalie négative en Eu est présente ($[Eu/Eu^*]_n = 0,87$). Le profil multiéléments (Fig. 2.35B) montre un léger appauvrissement en Th. Les gabbros ont un profil des ETR (Fig. 2.35A) caractérisé par une légère pente positive des ETR légers ($[La/Sm]_n = 0,79$) et une pente nulle des ETR lourds ($[Gd/Lu]_n = 1,00$). Le tout résulte en une très faible pente positive ($[La/Yb]_n = 0,80$). Pour quatre des cinq échantillons (gabbro et basalte) la valeur du Ta est inférieure à la limite de détection (i.e., 0,05 ppm : Annexe A.1), et par conséquent les points ont été retirés du profil multiéléments (Fig. 2.35B).

2.2.4 Géochimie de la rhyolite de Selbaie

L'échantillon de rhyolite provient des données de Gaboury et Pearson (2008) et correspond à l'échantillon R-118. Il a été prélevé dans l'unité de type WAT, ou tuf de Selbaie, qui encaisse la minéralisation de SMV stratiforme de la zone A1 du gisement de Selbaie.

L'échantillon est très altéré en chlorite (Fig. 2.2) et a une concentration moyenne de 79,1% SiO_2 , 0,11% TiO_2 , 5,72% Al_2O_3 , et 112 ppm Zr (Tableau 2.3). Il se situe au centre du champ rhyolite-dacite dans le diagramme de Pearce (1996) et à l'interface entre les champs rhyodacite et rhyolite dans celui de Winchester et Floyd (1977) (Fig. 2.36A et Fig. 2.3B). Dans le diagramme SiO_2 vs Zr/TiO_2 (Fig. 2.36B) il se situe dans la partie haute du champ de la rhyolite. L'affinité magmatique est calco-alkaline (Fig. 2.36C) avec un rapport Zr/Y élevé (10,85 : Tableau 2.3). La signature correspond à celle des rhyolites de type FII (Hart et al., 2004; Fig. 2.36D). Dans le diagramme Zr/TiO_2 (Fig. 2.36F) il se positionne à la base de la droite passant par les rhyolites B1 et C1, et il est caractérisé par la même signature que la rhyolite C1 dans le diagramme de discrimination (Fig. 2.36E) avec des rapports Zr/TiO_2 (1020) et Al_2O_3/TiO_2 (52). Son profil des ETR (Fig. 2.37A) se caractérise par une pente négative modérée des ETR légers ($[La/Sm]_n = 3,31$) et une pente négative très faible des ETR lourds ($[Gd/Lu]_n = 1,27$) formant une courbe légèrement concave. Le tout résulte en une pente négative plutôt forte ($[La/Yb]_n = 6,49$) marquée par un fractionnement des ETR lourds. Une très faible anomalie négative en Eu caractérise également cette rhyolite ($[Eu/Eu^*]_n = 0,85$). Le profil

multiéléments (Fig. 2.37B) est marqué par des anomalies négatives fortes en Nb, Ta ($[\text{Th}/\text{Nb}]_n = 3,63$) et Ti ($[\text{Ti}/\text{Gd}]_n = 0,19$), et des anomalies positives modérées en Zr et Hf ($[\text{Sm}/\text{Zr}]_n = 0,51$).

La rhyolite de Selbaie partage de nombreuses caractéristiques géochimiques avec la rhyolite C1, bien que sa teneur en TiO_2 soit beaucoup plus faible, sachant que l'échantillon est altéré.

2.2.5 Éléments de déformation

Les éléments illustrant la déformation au sein des unités lithologiques de B26 sont la schistosité principale (S_p), la linéation d'étirement (L_p), le clivage de crénulation (C_c), les rapports d'aplatissement des lapillis, la recristallisation dynamique, et la présence de zones de failles fragiles.

La schistosité principale, et l'intensité de la déformation qui lui est associée, s'exprime selon des critères visuels allant de faible à fort. Il s'agit de critères subjectifs, étant donné l'hétérogénéité des roches volcaniques et de l'intensité de l'altération hydrothermale. Par conséquent, d'un point de vue général, la schistosité est visuellement plus intense dans l'éponte inférieure du gîte, très altérée, comme le montre la pénétrativité des lamines de phyllosilicates (Figs. 2.17C et 2.18C), alors qu'elle semble plus faible dans l'éponte supérieure, plutôt préservée de l'altération. Ainsi, l'éponte inférieure présente une schistosité forte, pénétrative, ayant développé en régime compressif, un clivage de crénulation (à 50° en sens antihoraire par rapport à S_p , ce qui équivaut à une direction NE) préférentiellement marqué dans les bandes de séricite (Fig. 2.17C, D; Fig. 2.18E; Fig. 2.38C). Toutefois, bien que la déformation semble moins l'affecter, l'éponte supérieure du gîte présente des évidences, notamment microscopiques, qui attestent d'une réponse différente à la déformation. À défaut de présenter une schistosité marquée (i.e., absence de matériel malléable comme les phyllosilicates), la présence d'une recristallisation dynamique importante du quartz, et en particulier des phénocristaux (Fig. 2.24C), en constitue une expression, bien que plus subtile. Ainsi, comme décrit plus haut dans ce chapitre, les phénocristaux de quartz subissent une recristallisation dynamique selon des motifs multiples, participant à la formation de sous-grains de plus petites tailles et possédant une morphologie communément anguleuse (Figs. 2.24C et 2.26B, D). Une autre

évidence, observée dans la rhyolite C (éponge supérieure), concerne l'étirement important d'amas de séricite qui sont en réalité des feldspaths complètement altérés (i.e., altération sélective) et déformés (Fig. 2.29D, E). Dans l'éponge supérieure, certains niveaux de tuf à lapilli de l'unité de rhyolite A sont altérés en séricite et présente une schistosité pénétrative à l'image de celle observée dans l'éponge inférieure. Par conséquent, il semble que l'anisotropie primaire (faciès volcanique, altération hydrothermale) contrôle l'expression de la déformation à B26.

La linéation d'étirement, contenue dans le plan de la schistosité principale, est visible par son apparence striée sur les plans de séricite ou chlorite, mais également par la direction d'allongement des lapillis (Fig. 2.38B). Elle a une plongée d'environ 65° vers l'ouest.

Le rapport d'allongement apparent des lapillis (plan X / Y) dans les différents faciès volcanoclastiques, observés aussi bien dans l'éponge inférieure que supérieure du gîte, renseigne sur le raccourcissement qu'a pu subir l'ensemble de l'empilement volcanique, et au demeurant est plus significatif dans les zones altérées (i.e., éponge inférieure) dans lesquelles les phyllosilicates, plus abondants, ont davantage absorbé le raccourcissement. Dans le tuf intermédiaire à lapilli, le rapport d'allongement apparent varie de 1 : 3 à 1 : 10, dans la rhyolite A de l'éponge inférieure il est d'environ 1 : 6 lorsque visible en entier (car sur une carotte de diamètre NQ, 2 lamines de séricite séparées d'une bande de rhyolite pourrait très bien correspondre à un lapilli), et varie de 1 : 3 à 1 : 6 dans la rhyolite A de l'éponge supérieure. Ainsi, un rapport conservateur moyen serait d'environ 1 : 5.

Plusieurs zones de failles fragiles sont présentes dans l'empilement volcanique. Il s'agit principalement de failles de 5-10 cm remplies de boue de faille (gouge) consolidée (Fig. 2.38D), et de zones de faille plus larges (1-10m) composées de roches brisées en morceaux centimétriques avec ou sans gouge de faille (certaines sont répertoriées sur la section type : Fig. 2.5).

2.3 Pétrogenèse et environnement tectonique

Les diagrammes présentés à la Figure 2.39 ont été établis à partir de l'étude de roches volcaniques et intrusives phanérozoïques provenant d'environnements tectoniques bien établis. Par conséquent, leur application aux roches archéennes est proposée à titre indicatif, dans un esprit de comparaison avec les roches des environnements modernes. Ainsi, les roches mafiques du Groupe d'Enjalran-Bapst correspondent à des tholéiites d'île-en-arc dans le diagramme de Wood (1980) et semblent dérivées d'une composition de type N-MORB d'après le diagramme de Pearce et Peate (1995) (Fig. 2.39A, B).

Les roches intermédiaires de B26 se situent principalement dans le champ des roches volcaniques d'arc entre les champs tholéiite d'île-en-arc et basalte calco-alkalin dans le diagramme de Wood (1980) (Fig. 2.39A). Seuls les dykes à grains fins ont une signature plus prononcée avec une influence importante de la zone de subduction. Dans celui de Pearce et Peate (1995) elles semblent provenir d'une source de type E-MORB et subissent autant l'effet de la zone de subduction que de l'assimilation et de la cristallisation fractionnée (Fig. 2.39B). Les dykes à grains fins ont également la signature la plus prononcée qui semble être plutôt influencée par la zone de subduction. À titre informatif les rhyolites de B26 ont été intégrées à ce diagramme (cf. enveloppe orangée : Fig. 2.39B), et elles sont influencées par les deux mécanismes avec une dominance pour l'assimilation et la contamination crustale (cf. forme de l'enveloppe).

Le diagramme de discrimination tectonique des granitoïdes de Pearce et al. (1984) a été appliqué aux dacites et rhyolites de B26 (Fig. 2.39C). Toutes les roches possèdent la signature d'un environnement d'arc volcanique à l'exception de la rhyolite A qui se situe dans le champ intra-plaque, proche de la limite avec le champ d'arc volcanique.

Ces informations seront discutées plus en détails dans le chapitre de discussion (Chapitre 5).

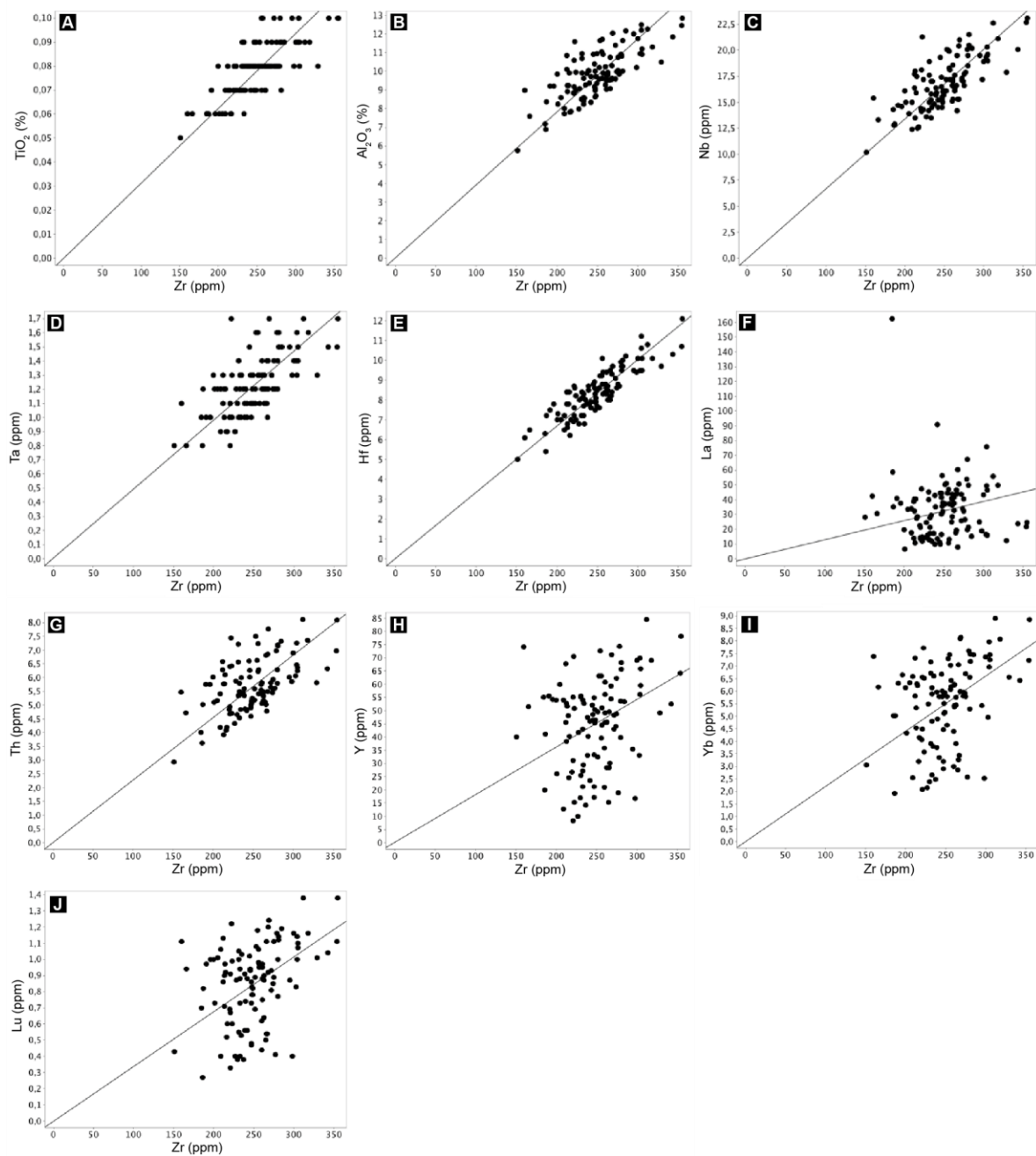


Figure 2.1 : Diagrammes binaires illustrant la mobilité de certains éléments choisis par rapport au zirconium pour l'unité de rhyolite A.

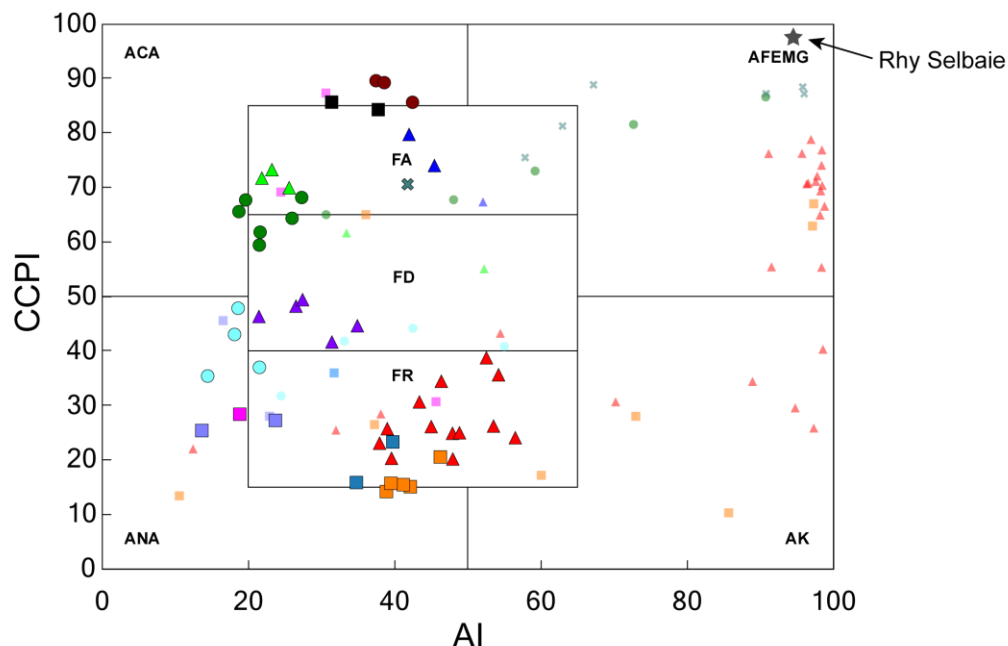
A) Zr vs TiO_2 ; B) Zr vs Al_2O_3 ; C) Zr vs Nb; D) Zr vs Ta; E) Zr vs Hf; F) Zr vs La; G) Zr vs Th; H) Zr vs Y; I) Zr vs Yb; J) Zr vs Lu.

Tableau 2.1 : Synthèse des caractéristiques principales des unités volcaniques de B26 (âges d'après Fayard et al., 2020).

Lithologie	Lithofaciès	Géochimie	Mode de mise en place inféré	Informations additionnelles
Tuf intermédiaire à lapilli (V2TL)	Tuf à lapilli ± tuf à bloc; 2-30% fragments aphyriques; extension kilométrique	Andésite, calco-alcaline	Autoclastique ? Pyroclastique ?	
Andésite (V2J)	Massif, aphyrique à localement amygdalaire; épaisseur variable; extension kilométrique	Andésite, calco-alcaline	Effusif (coulées sous-marines), et intrusif (filons-couches, dykes)	Intrude l'ensemble de la séquence stratigraphique
Dacite (V1D)	Massif et aphyrique (rares pcx de Qz), et tuf à lapilli; 30-120 m d'épaisseur; extension limitée	Dacite, calco-alcaline	Effusif, coulées sous-marines et probablement en domes à brèche autoclastique périphérique	
Rhyolite A (Rhy A)	Massif, aphyrique, <3% pcx Qz de 0,5-1,5 mm, textures sphérolitiques et d'écoulement laminaire préservées localement (éponte sup.), proportions variables de tuf à lapilli; 300 m d'épaisseur; extension kilométrique	Rhyolite, calco-alcaline (à ± transitionnelle)	Effusif (coulées sous-marines / domes et lobes / autoclastique / brèche de talus); et intrusif (dykes dans le membre inférieur)	Éponte inf.: 2728.5 ± 0.8 Ma ; Éponte sup.: 2727.9 ± 0.8 Ma ; Hôte de la lentille SMV à Zn-Pb-Ag et de la minéralisation à Cu-Au; Faciès volcanoclastique probablement sous-estimé à cause de l'altération/déformation
Rhyolite B (Rhy B)	Massif dominant, porphyrique avec 10-15% pcx de Qz (± bleutés) de 0,5-5 mm et 5-10% pcx de Fp de 0,5-5 mm (uniquement préservés dans l'éponte sup.) dans une mésostase microcristalline; faciès volcanoclastique mineur périphérique (tuf à cristaux de Qz-Fp, et tuf à lapilli ± bloc); épaisseur max. de 200 m dans l'éponte inf., et 70 m dans l'éponte sup.; extension kilométrique	Rhyolite, calco-alcaline	Intrusif (filons-couches subvolcaniques de faible profondeur)	Éponte inf.: 2728.2 ± 0.7 Ma ; Hôte de la minéralisation à Cu-Au dans la partie supérieure de l'unité de l'éponte inf.; Hôte de la lentille de SSMV satellite 1 dans le tuf à cristaux (Qz-Fp) de l'éponte sup.
Rhyolite C (Rhy C)	Faciès massif dominant, porphyrique avec 10-20% pcx de Qz de 0,5-4 mm et 2-10% pcx de Fp (souvent altérés); portion périphérique mineure de tuf à lapilli; 10-50 m d'épaisseur; extension kilométrique	Rhyodacite/rhyolite, calco-alcaline	Intrusif (sills, dykes); et localement effusif (coulées/domes au sommet du membre supérieur)	Hôte de la lentille (< 1m) de SSMV satellite 2; alterne avec des niveaux sédimentaires peu épais et des sills andésitiques; Fin du volcanisme felsique calco-alcalin du membre supérieur

Tableau 2.2 : Coefficients de corrélation d'éléments considérés comme relativement immobiles sur la rhyolite A. Les cases en orange correspondent à une bonne corrélation et les cases en vert à un fort coefficient de corrélation.

Matrice	Zr (ppm)	TiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	Nb (ppm)	Ta (ppm)	La (ppm)	Th (ppm)	Hf (ppm)	Y (ppm)	Yb (ppm)	Lu (ppm)
Zr (ppm)	1,0	0,75	0,74	0,73	0,65	-0,018	0,56	0,87	0,27	0,35	0,35
TiO ₂ (%)	0,75	1,0	0,86	0,68	0,53	-0,002	0,59	0,79	0,25	0,36	0,34
Al ₂ O ₃ (%)	0,74	0,86	1,0	0,88	0,79	0,007	0,86	0,89	0,54	0,65	0,64
Nb (ppm)	0,73	0,68	0,88	1,0	0,89	0,034	0,92	0,88	0,64	0,73	0,73
Ta (ppm)	0,65	0,53	0,79	0,89	1,0	0,06	0,85	0,77	0,65	0,7	0,72
La (ppm)	0,018	-0,002	0,007	0,034	0,06	1,0	-0,039	-0,011	0,29	0,13	0,087
Th (ppm)	0,56	0,59	0,86	0,92	0,85	-0,039	1,0	0,82	0,68	0,79	0,79
Hf (ppm)	0,87	0,79	0,89	0,88	0,77	-0,011	0,82	1,0	0,5	0,61	0,6
Y (ppm)	0,27	0,25	0,54	0,64	0,65	0,29	0,68	0,5	1,0	0,94	0,93
Yb (ppm)	0,35	0,36	0,65	0,73	0,7	0,13	0,79	0,61	0,94	1,0	0,99
Lu (ppm)	0,35	0,34	0,64	0,73	0,72	0,087	0,79	0,6	0,93	0,99	1,0



GROUPE DE BROUILLAN	<u>Rhyolite A</u>		<u>Andésite (V2J)</u>		GROUPE D'ENJALRAN-BAPST	
	▲	Ech. moins altérés (n=13)	●	Ech. moins altérés (n=6)	<u>Dykes de gabbro (I3)</u>	
	▲	Ech. altérés (n=27)	●	Ech. altérés (n=5)	■	
	<u>Rhyolites B et C</u>		<u>Tuf intermédiaire à lapilli (V2TL)</u>		<u>Basaltes (V3B)</u>	
	■	Distinction B1 - Ech. moins altérés (n=5) Ech. altérés (n=8)	✕	Ech. moins altérés (n=1)	●	
	■	Distinction B2 - Ech. moins altérés (n=2) Ech. altérés (n=1)	✕	Ech. altérés (n=6)	●	
	■	Distinction C1 - Ech. moins altérés (n=2) Ech. altérés (n=2)	<u>Dykes intermédiaires (I2)</u>		ACA = Altération en carbonate	
	■	Distinction C2 - Ech. moins altérés (n=1) Ech. altérés (n=3)	▲	Aphanitiques (Aph) - Ech. moins altérés (n=3) Ech. altérés (n=2)	AFEMG = Altération en chlorite	
	<u>Dacite (V1D)</u>		▲	Porphyriques (Por) - Ech. moins altérés (n=5) Ech. altérés (n=1)	AK = Altération potassique	
	●	Ech. moins altérés (n=4)	▲	Grains fins (Grf) - Ech. moins altérés (n=2)	ANA - Altération sodique	
	●	Ech. altérés (n=4)				

Figure 2.2 : Distribution des échantillons altérés et les moins altérés des différentes unités de B26 dans le diagramme d'altération de Large et al. (2001b).

CCPI = Chlorite Carbonate Pyrite Index ; AI = Alteration index (Ishikawa et al., 1976). Un échantillon (R-118) provient de la rhyolite de la mine Selbaie (cf. Gaboury et Pearson, 2008).

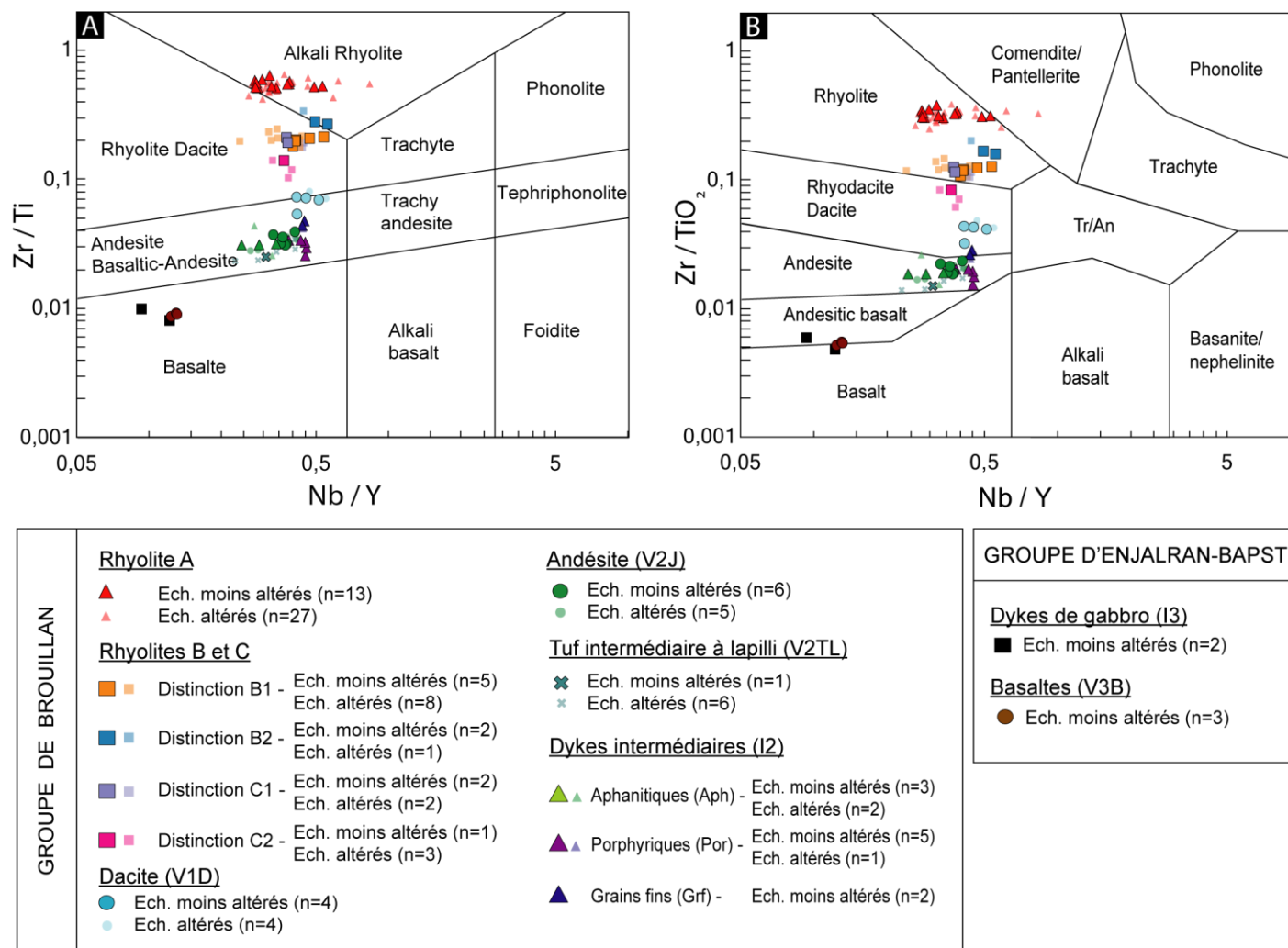


Figure 2.3 : Distribution des échantillons altérés et les moins altérés des différentes unités de B26 dans les diagrammes de classification géochimique, utilisant des éléments traces immobiles : A) Winchester et Floyd (1977) ; B) Pearce (1996).

Tableau 2.3 : Composition géochimique moyenne des échantillons les moins altérés des unités de B26.

	Rhy A		Rhy B (B1&B2)		Rhy B1		Rhy B2	
	Moy.	E.T.	Moy.	E.T.	Moy.	E.T.	Moy.	E.T.
	n = 13		n = 7		n = 2		n = 5	
Éléments majeurs (%) et Zr (ppm)								
SiO ₂	79,74	1,47	79,51	1,12	79,65	0,92	79,46	1,28
TiO ₂	0,08	0,01	0,12	0,02	0,09	0,00	0,13	0,01
Zr	257,46	25,96	154,86	9,34	147,50	4,95	157,80	9,31
Al ₂ O ₃	9,75	0,86	10,50	0,63	9,85	0,42	10,76	0,51
Fe ₂ O _{3T}	2,56	0,65	1,33	0,27	1,33	0,35	1,33	0,28
MnO	0,07	0,06	0,04	0,02	0,04	0,00	0,04	0,02
MgO	0,16	0,11	0,12	0,06	0,19	0,07	0,10	0,04
CaO	0,36	0,20	0,84	0,20	0,94	0,30	0,81	0,18
Na ₂ O	3,37	0,53	3,53	0,35	3,36	0,57	3,59	0,30
K ₂ O	3,14	0,43	2,83	0,43	2,30	0,06	3,04	0,28
P ₂ O ₅	0,01	0,00	0,02	0,01	0,01	0,00	0,02	0,01
PAF	1,07	0,22	0,95	0,27	1,17	0,29	0,86	0,24
Total	100,38	0,75	99,85	0,97	98,95	0,83	100,21	0,82
C	0,17	0,09	0,22	0,05	0,26	0,02	0,21	0,06
S	0,79	0,49	0,09	0,09	0,04	0,05	0,11	0,10
Rapports d'éléments choisis								
Zr/TiO ₂	3289,29	228,25	1323,79	224,91	1638,89	55,00	1197,75	74,96
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	124,66	6,48	89,55	13,78	109,44	4,71	81,59	1,51
Th/Yb	0,95	0,11	2,02	0,23	1,93	0,19	2,05	0,26
Zr/Y	5,34	1,15	6,32	0,85	6,61	0,59	6,21	0,97
La/Sm ¹	2,74	0,33	3,37	0,29	3,05	0,32	3,50	0,18
Gd/Lu ¹	1,34	0,23	1,42	0,15	1,56	0,00	1,37	0,14
La/Yb ¹	5,13	1,55	7,47	0,69	7,46	0,67	7,48	0,77
Th/Nb ¹	2,70	0,16	3,96	0,30	3,57	0,05	4,12	0,15
Sm/Zr ¹	0,99	0,14	0,94	0,12	1,04	0,11	0,89	0,10
Ti/Gd ¹	0,03	0,00	0,09	0,02	0,07	0,01	0,09	0,01
Eu/Eu* ²	0,49	0,08	0,36	0,06	0,33	0,10	0,37	0,04

¹ Rapports d'éléments traces normalisés au manteau primitif (McDonough et Sun, 1995)

² $Eu/Eu^* = [Eu]_n / ([Gd]_n + [Sm]_n) / 2$

Rhy C1		Rhy C2	V1D		V2J		V2TL	V3B	
Moy.	E.T.		Moy.	E.T.	Moy.	E.T.		Moy.	E.T.
n = 2		n = 1	n = 4		n = 6		n = 1	n = 3	
Éléments majeurs (%) et Zr (ppm)									
75,60	1,84	72,90	70,48	1,60	55,10	6,74	50,10	48,30	0,46
0,23	0,00	0,36	0,59	0,04	0,61	0,07	0,86	1,39	0,16
277,50	17,68	301,00	234,00	20,31	124,83	9,11	129,00	74,67	10,12
12,40	0,42	12,90	13,23	0,38	15,14	1,57	16,00	14,87	0,42
2,22	0,05	2,36	4,06	0,84	6,77	0,79	7,40	13,90	1,30
0,06	0,01	0,09	0,09	0,02	0,20	0,07	0,17	0,19	0,03
0,25	0,01	0,43	0,87	0,33	2,35	0,72	5,93	7,21	0,65
1,80	0,33	1,62	1,85	0,30	7,25	2,02	5,26	8,75	0,56
4,96	0,88	5,27	5,65	0,16	3,80	0,88	4,31	2,50	0,41
1,31	0,59	1,17	0,81	0,30	0,85	0,58	0,94	0,16	0,09
0,04	0,01	0,06	0,14	0,02	0,15	0,03	0,18	0,10	0,01
2,05	0,54	1,68	2,10	0,64	7,14	2,40	7,18	3,21	0,29
100,93	0,78	98,87	99,88	1,14	99,39	1,22	98,38	100,67	0,58
0,47	0,02	0,32	0,36	0,12	1,45	0,56	1,07	0,08	0,05
0,04	0,03	0,03	0,01	0,00	0,04	0,03	0,01	0,08	0,07
Rapports d'éléments choisis									
1206,52	76,86	836,11	400,84	53,42	206,23	20,72	150,00	53,75	1,57
53,91	1,84	35,83	22,57	1,11	24,88	1,29	18,60	10,84	1,54
1,27	0,06	1,66	1,42	0,12	0,82	0,36	0,68	0,11	0,01
7,32	0,03	10,31	11,01	0,95	8,32	0,52	6,97	2,82	0,06
3,19	0,02	4,01	3,14	0,32	2,65	0,36	2,32	1,08	0,12
1,23	0,00	1,71	1,41	0,23	1,49	0,17	1,53	1,22	0,03
5,83	0,02	8,81	6,29	0,54	5,48	0,71	4,75	1,24	0,25
3,07	0,03	3,75	2,81	0,19	1,93	1,04	1,76	0,81	0,03
0,66	0,04	0,51	0,47	0,02	0,60	0,04	0,68	1,13	0,15
0,12	0,01	0,22	0,50	0,06	0,73	0,07	0,88	1,08	0,03
0,41	0,00	0,65	0,69	0,03	0,91	0,08	0,93	0,87	0,05

I2_aph		I2_grf		I2_por		I3		Rhy_selbaie
Moy.	E.T.	Moy.	E.T.	Moy.	E.T.	Moy.	E.T.	
n = 3		n = 2		n = 5		n = 2		n = 1
Éléments majeurs (%) et Zr (ppm)								
47,33	2,31	49,05	1,91	61,34	0,50	46,65	1,20	79,13
0,58	0,01	0,73	0,03	0,44	0,01	0,79	0,21	0,11
108,67	2,31	200,00	19,80	82,60	10,11	41,50	4,95	112,20
14,80	0,10	12,30	0,85	15,57	0,60	15,63	3,64	5,72
9,79	0,12	7,34	0,44	4,20	0,29	11,13	0,04	5,51
0,35	0,02	0,13	0,00	0,05	0,01	0,16	0,01	0,10
2,04	0,14	7,81	0,13	2,12	0,09	6,61	0,78	5,54
9,40	1,57	9,21	0,06	4,67	0,25	10,48	0,46	0,24
2,64	0,15	2,81	0,11	5,15	0,79	2,62	0,01	0,11
1,65	0,19	1,54	0,93	1,78	0,85	0,34	0,36	0,05
0,14	0,01	0,55	0,04	0,13	0,02	0,06	0,02	0,03
9,82	0,92	7,75	0,71	4,06	1,36	5,88	3,25	2,90
98,60	0,48	99,37	1,93	99,63	0,47	100,31	0,98	99,44
2,13	0,32	1,63	0,46	0,79	0,28	0,79	1,03	
0,07	0,10	0,07	0,04	0,10	0,12	0,06	0,02	
Rapports d'éléments choisis								
187,35	2,01	273,65	16,52	185,96	21,01	53,88	7,77	1020,00
25,52	0,27	16,84	0,51	35,09	1,66	19,98	0,58	52,00
0,54	0,09	5,46	0,57	1,03	0,26	0,14	0,01	1,57
6,34	1,20	12,97	0,93	12,57	0,85	2,49	0,18	10,85
2,46	0,10	3,25	0,17	2,10	0,17	0,79	0,05	3,31
1,53	0,04	5,23	0,32	1,77	0,31	1,00	0,24	1,27
4,86	0,49	32,56	1,89	5,32	1,10	0,80	0,11	6,49
1,44	0,02	7,04	0,72	2,00	0,42	1,22	0,38	3,63
0,72	0,17	1,27	0,08	0,49	0,06	1,08	0,06	0,51
0,68	0,14	0,38	0,02	1,13	0,11	1,17	0,18	0,19
0,90	0,13	0,92	0,07	0,89	0,05	0,97	0,03	0,85

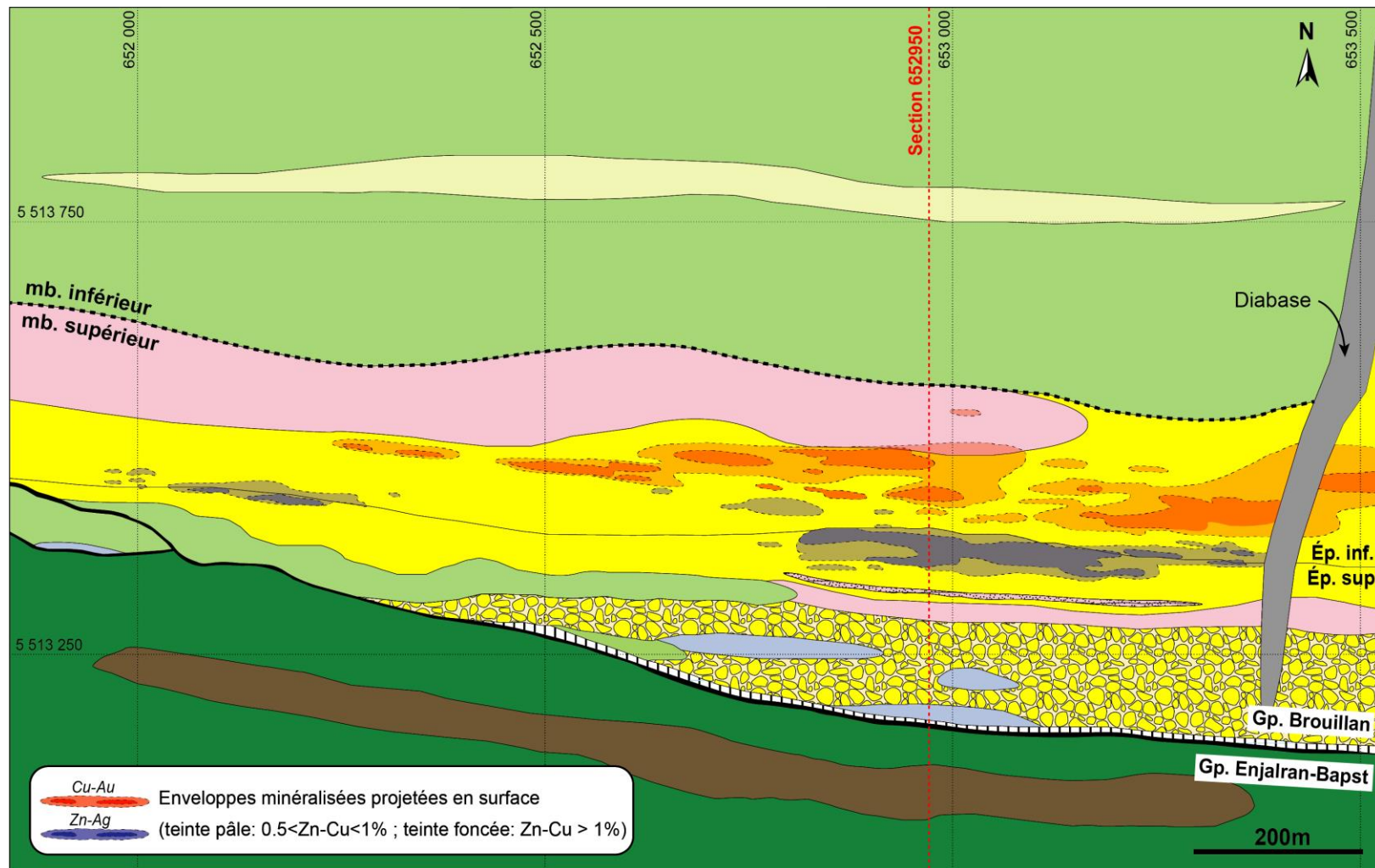


Figure 2.4 : Carte géologique simplifiée du gîte B26 interprétée à partir des forages de SOQUEM (légende à la Figure 2.5).

Ép. Inf. = éponte inférieure; Ép. Sup. = éponte supérieure. Cette nomenclature prend la lentille de SMV comme référentiel et est contrainte spatialement au membre supérieur de B26 uniquement.

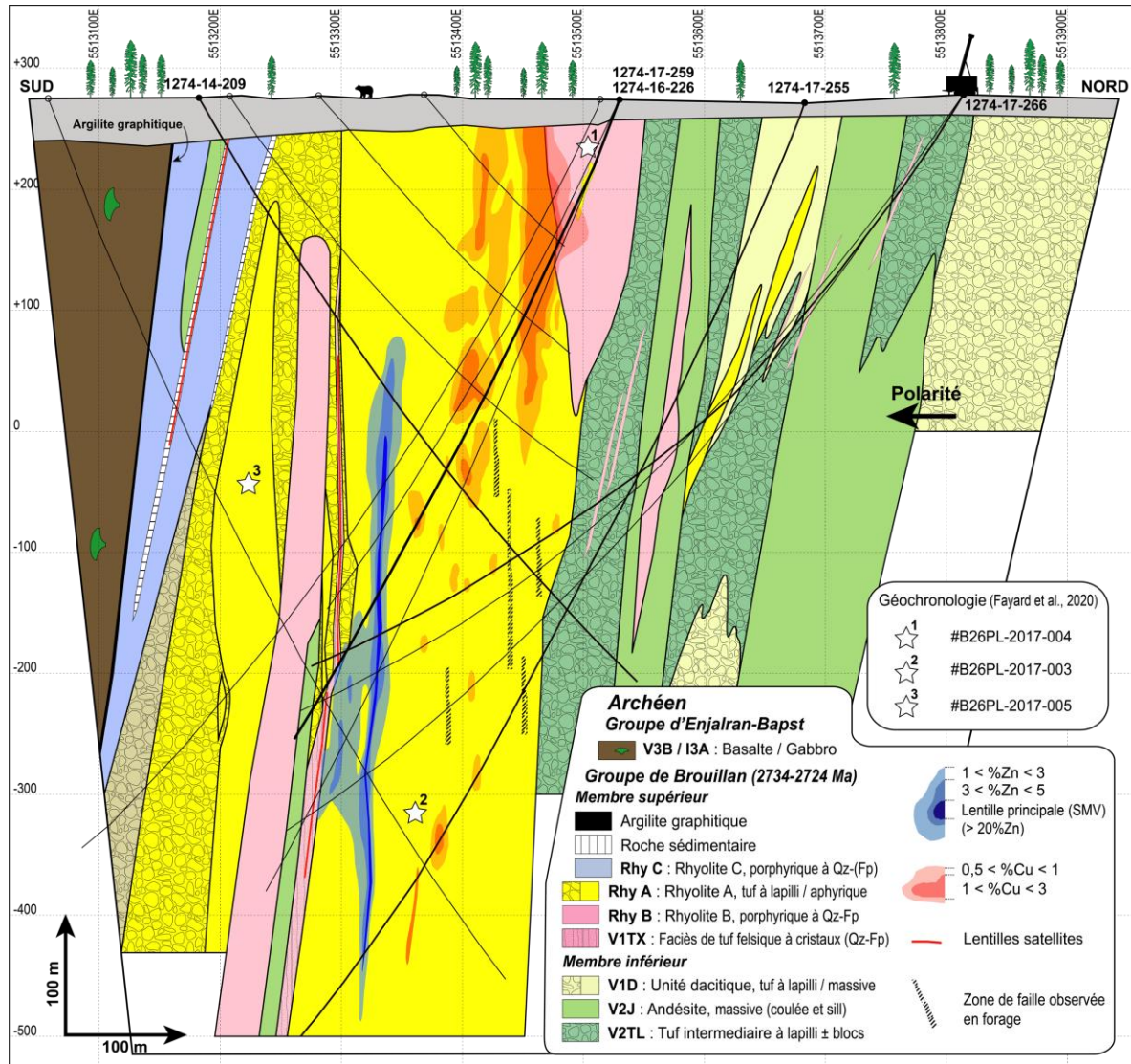


Figure 2.5 : Section géologique type, centrée sur 652950 Est (tolérance de ± 50 m), illustrant les unités lithologiques principales du gîte B26, interprétées à partir des forages de SOQUEM.

Les enveloppes minéralisées en Cu et Zn, ainsi que la position des échantillons prélevés pour la géochronologie (Fayard et al., 2020) sont également représentées.

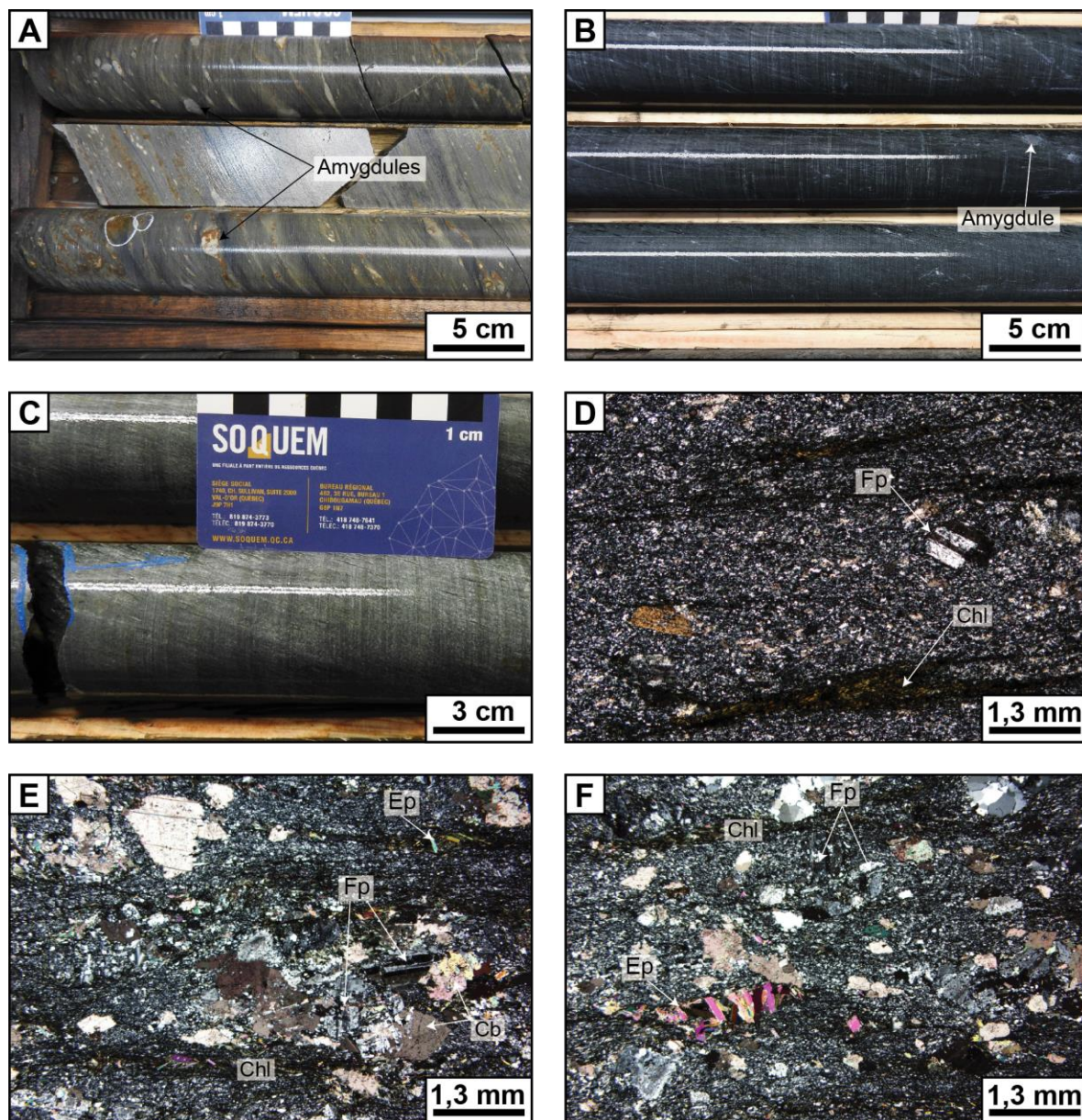


Figure 2.6 : Photomontage de l'unité d'andésite de B26.

A) Texture amygdalaire typique de l'éponte supérieure. B) Texture amygdalaire présente dans l'éponte inférieure. C) Aspect massif de l'andésite altérée faiblement pervasivement en calcite. D) Photomicrographie illustrant la minéralogie de l'andésite et des lamines de chlorite. Lumière transmise polarisée. E) Photomicrographie illustrant la minéralogie d'une amygdale. Lumière transmise polarisée. F) Photomicrographie illustrant la minéralogie et la microtexture de l'andésite. Lumière transmise polarisée. Ab = albite ; Chl = chlorite ; Ep = épidote ; Cb = carbonate.

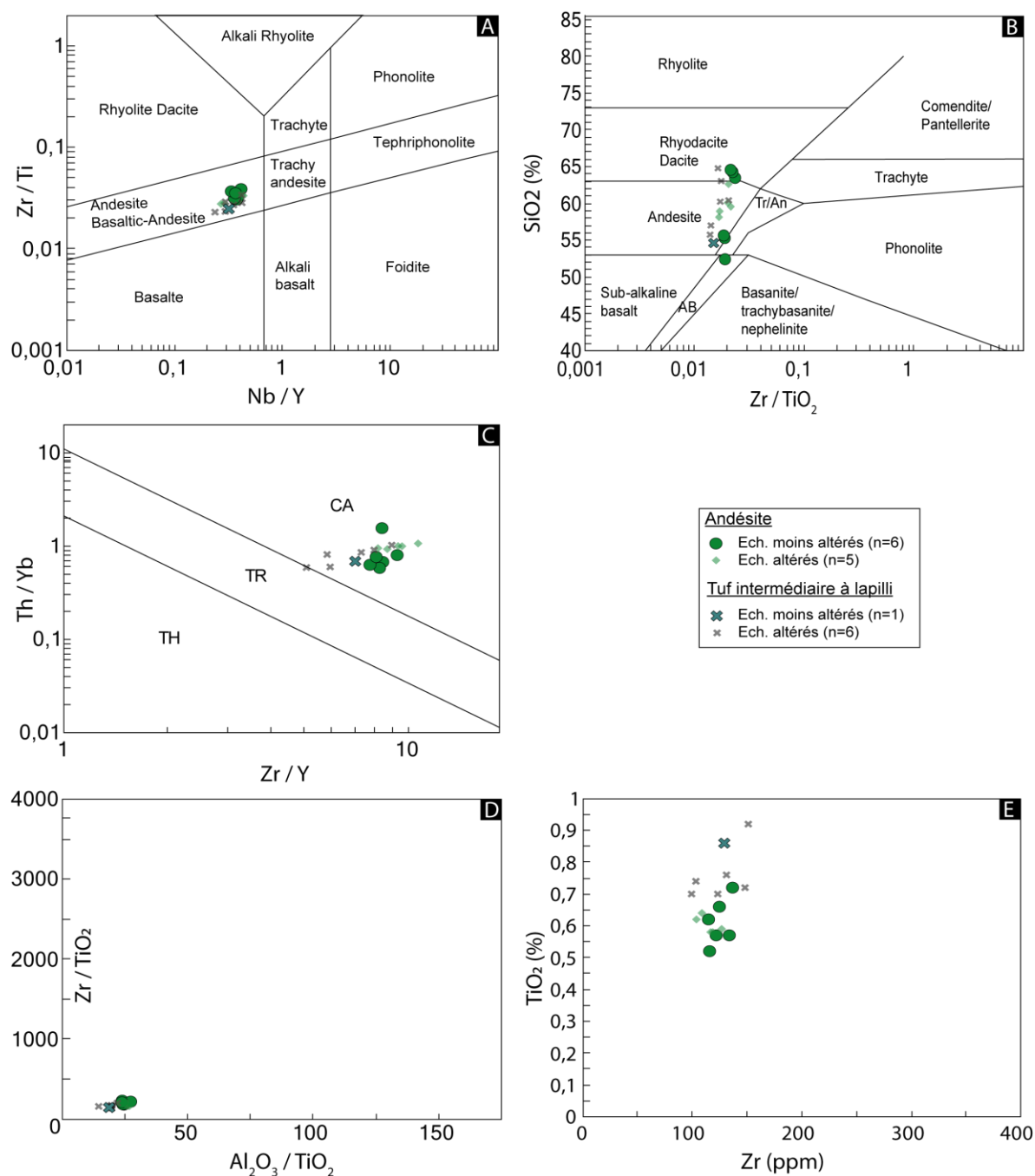


Figure 2.7 : Signature géochimique de l'andésite et du tuf intermédiaire de B26.

A) Diagramme de classification Zr/Ti vs Nb/Y de Pearce (1996). B) Diagramme de classification SiO₂ vs Zr/(TiO₂ * 10 000) de Winchester et Floyd (1977). C) Diagramme de caractérisation de l'affinité magmatique de Ross et Bédard (2009). D) Diagramme de discrimination Zr/TiO₂ vs Al₂O₃/TiO₂. E) Diagramme de discrimination Zr vs TiO₂.

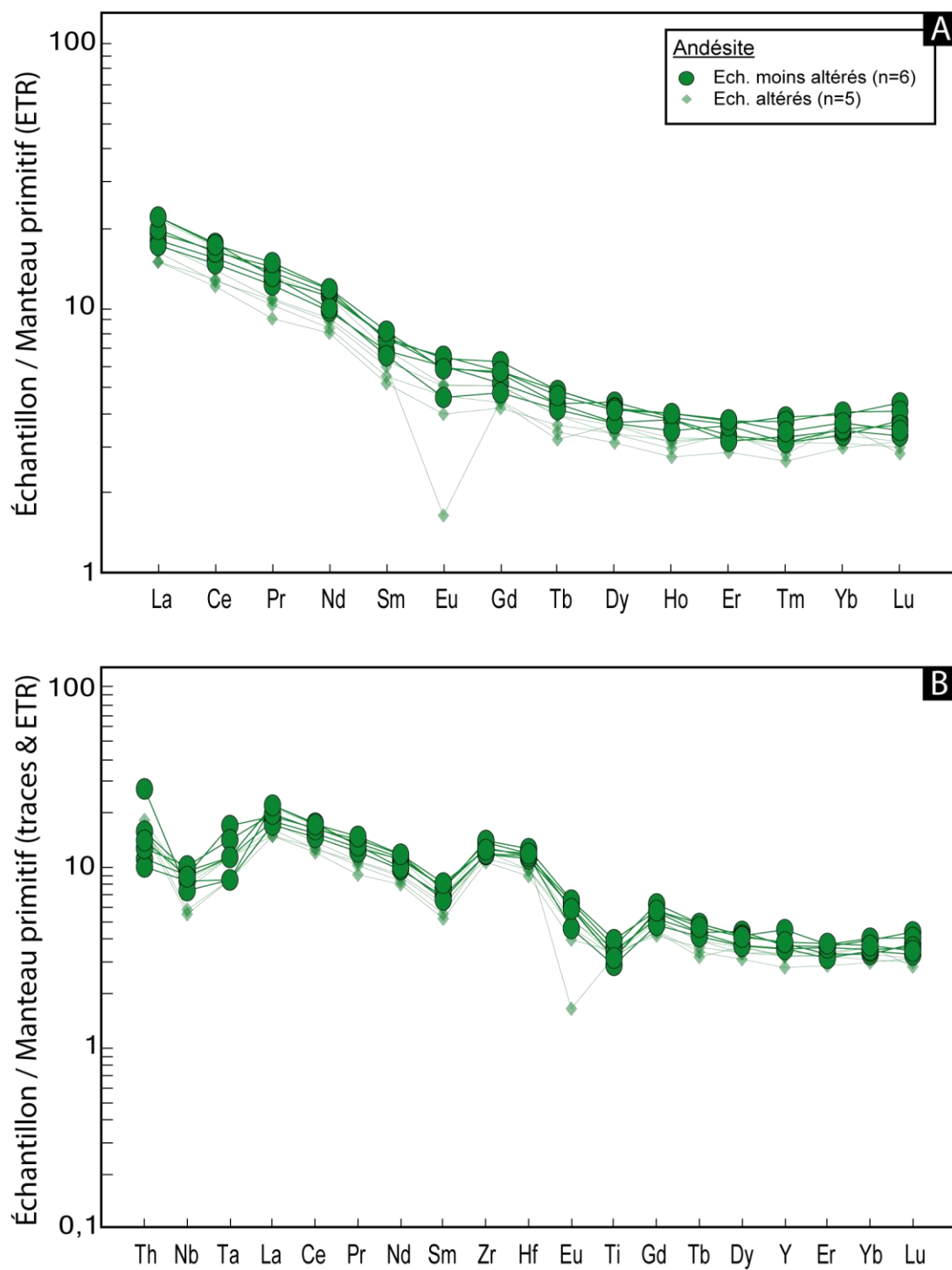


Figure 2.8 : Diagrammes multiéléments (A) des éléments du groupe des terres rares (ETR) et (B) étendu à d'autres éléments traces qui caractérisent l'unité d'andésite de B26. Tous les éléments sont normalisés au manteau primitif selon les valeurs de McDonough et Sun (1995).

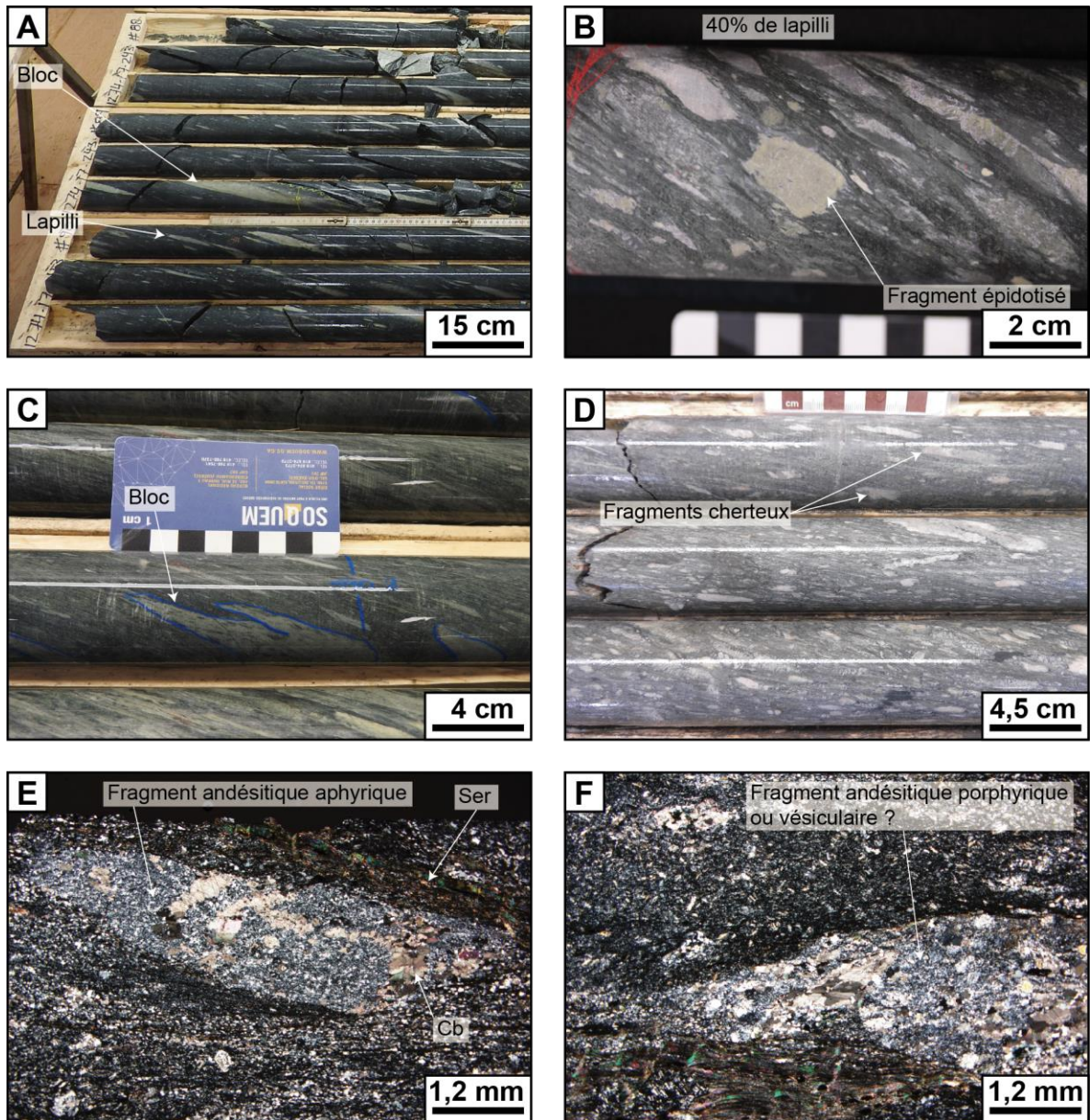


Figure 2.9 : Photomontage de l'unité de tuf intermédiaire à lapilli de B26.

A) Blocs et lapillis intermédiaires très allongés dans le sens de la schistosité principale. B) Lapillis intermédiaires à felsiques localement épidotisés au sein d'une matrice riche en phyllosilicates. C) Bloc intermédiaire qui semble compacté et très allongé. D) Proportion de lapillis plus importante et dominante, avec quelques uns qui paraissent chertueux. E) Photomicrographie illustrant un fragment intermédiaire aphyrique au sein d'une matrice riche en chlorite et séricite. Lumière transmise polarisée. F) Photomicrographie illustrant un fragment intermédiaire potentiellement vésiculaire. Ser = séricite ; Cb = carbonate.

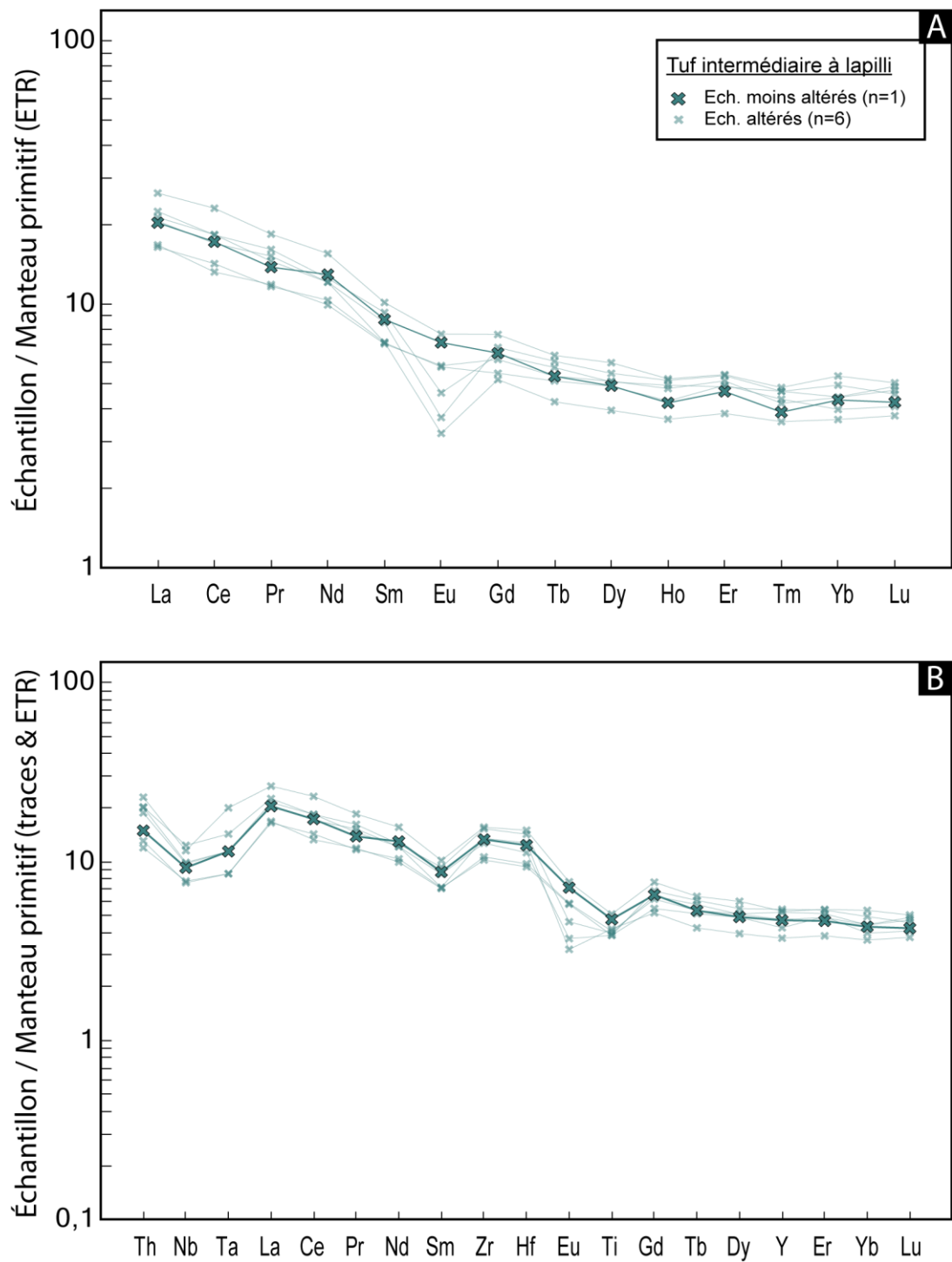


Figure 2.10 : Diagrammes multiéléments (A) des éléments du groupe des terres rares (ETR) et (B) étendu à d'autres éléments traces qui caractérisent l'unité de tuf intermédiaire de B26. Tous les éléments sont normalisés au manteau primitif (McDonough et Sun, 1995).

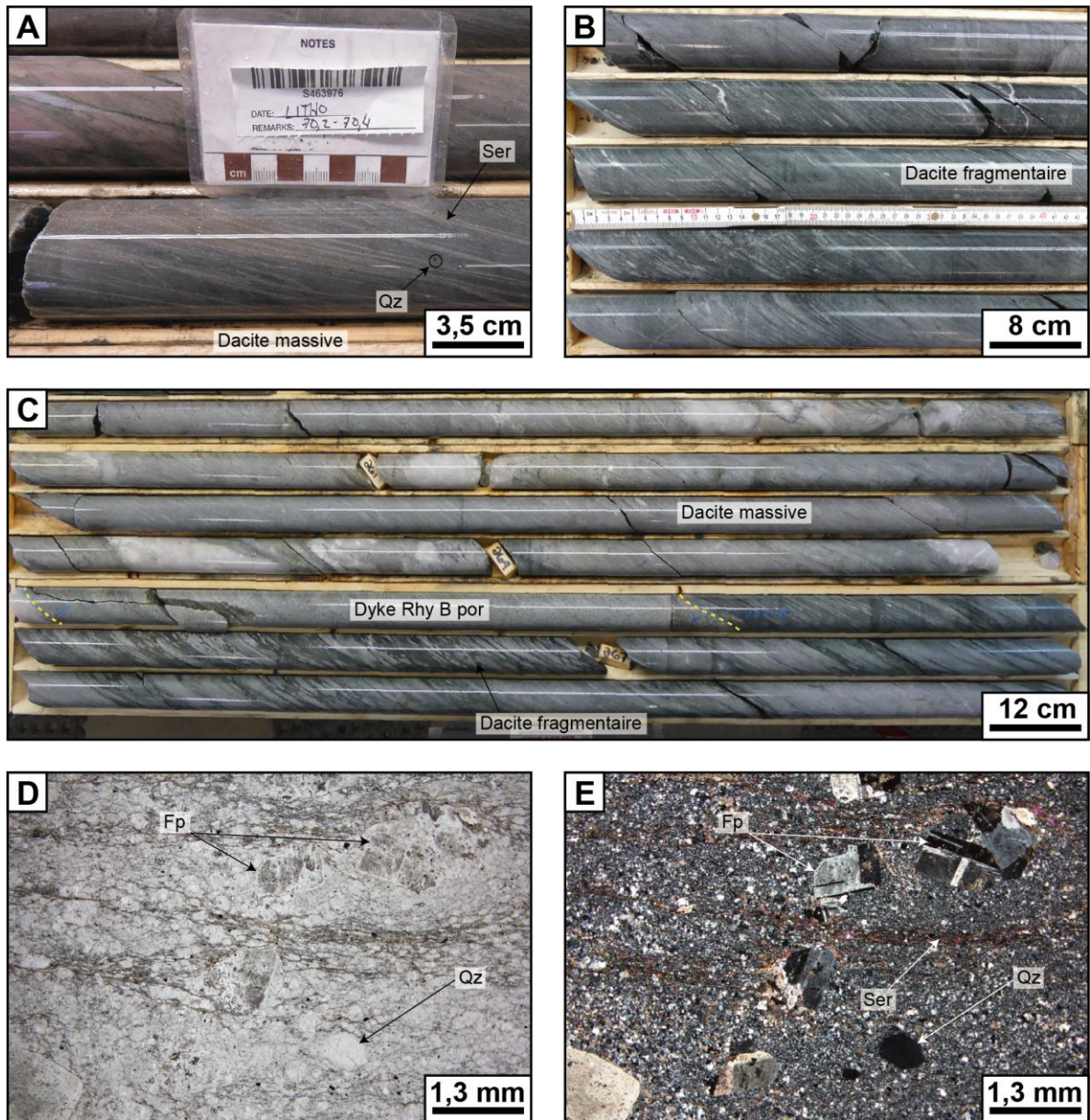


Figure 2.11 : Photomontage de l'unité de dacite de B26.

A) Partie massive de la dacite avec une altération faible en lamines de séricite légèrement hématisées concordantes à la schistosité principale. B, C) Contact entre la partie massive et la partie fragmentaire de l'unité. Un dyke de rhyolite porphyrique B recoupe ce contact. D, E) Photomicrographies en lumière transmise naturelle (D) et polarisée (E) illustrant la minéralogie de la partie massive de la dacite marquée par une occurrence de phénocristaux de feldspath et de quartz. Por = porphyrique; Fp = feldspath; Qz = quartz.

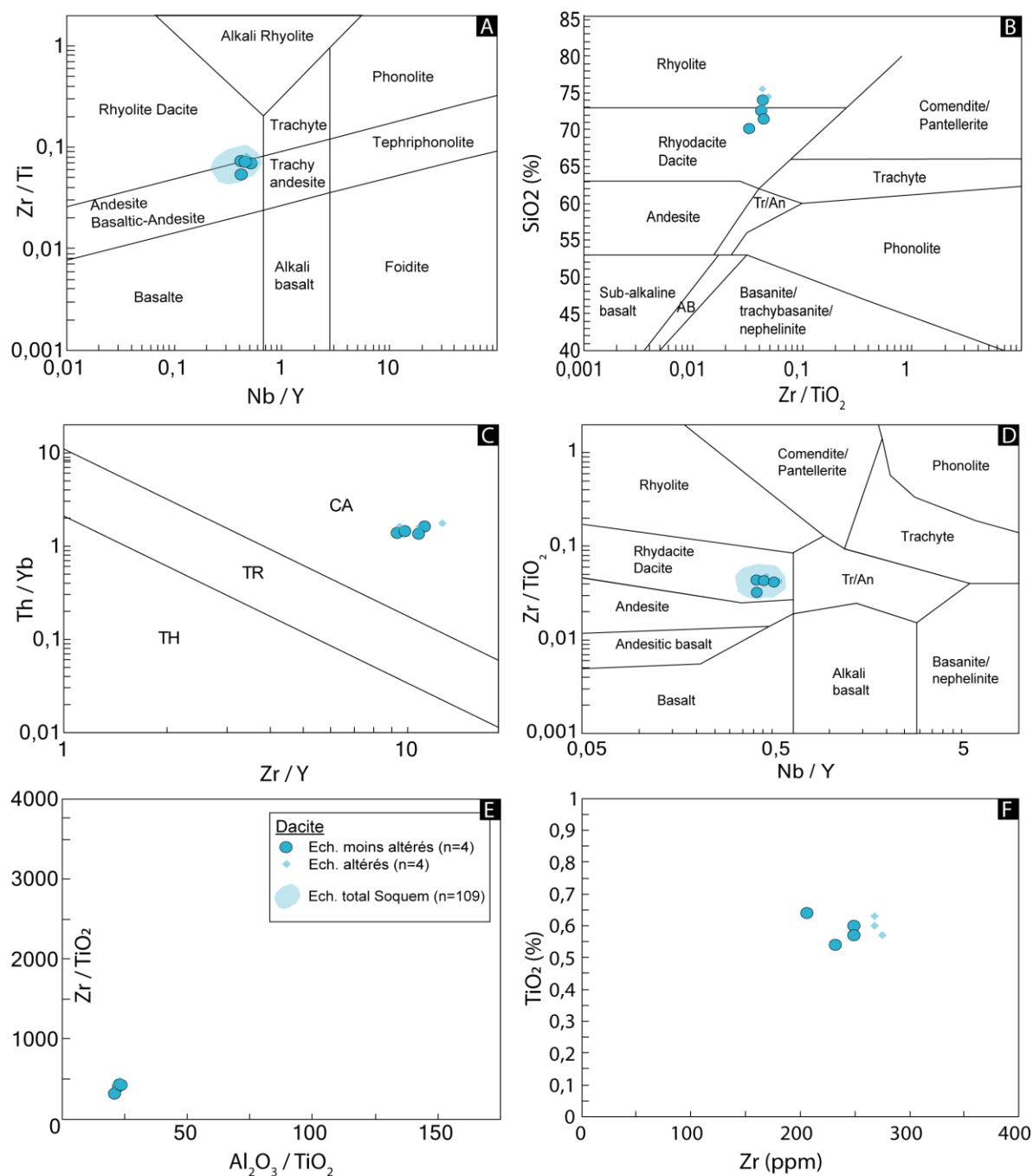


Figure 2.12 : Signature géochimique de l'unité de dacite de B26.

A) Diagramme de classification Zr/Ti vs Nb/Y de Pearce (1996). B) Diagramme de classification SiO₂ vs Zr/(TiO₂ * 10 000) de Winchester et Floyd (1977). C) Diagramme de caractérisation de l'affinité magmatique de Ross et Bédard (2009). D) Diagramme de classification Zr/(TiO₂ * 10 000) vs Nb/Y de Winchester et Floyd (1977). E) Diagramme de discrimination Zr/TiO₂ vs Al₂O₃/TiO₂. F) Diagramme de discrimination Zr vs TiO₂.

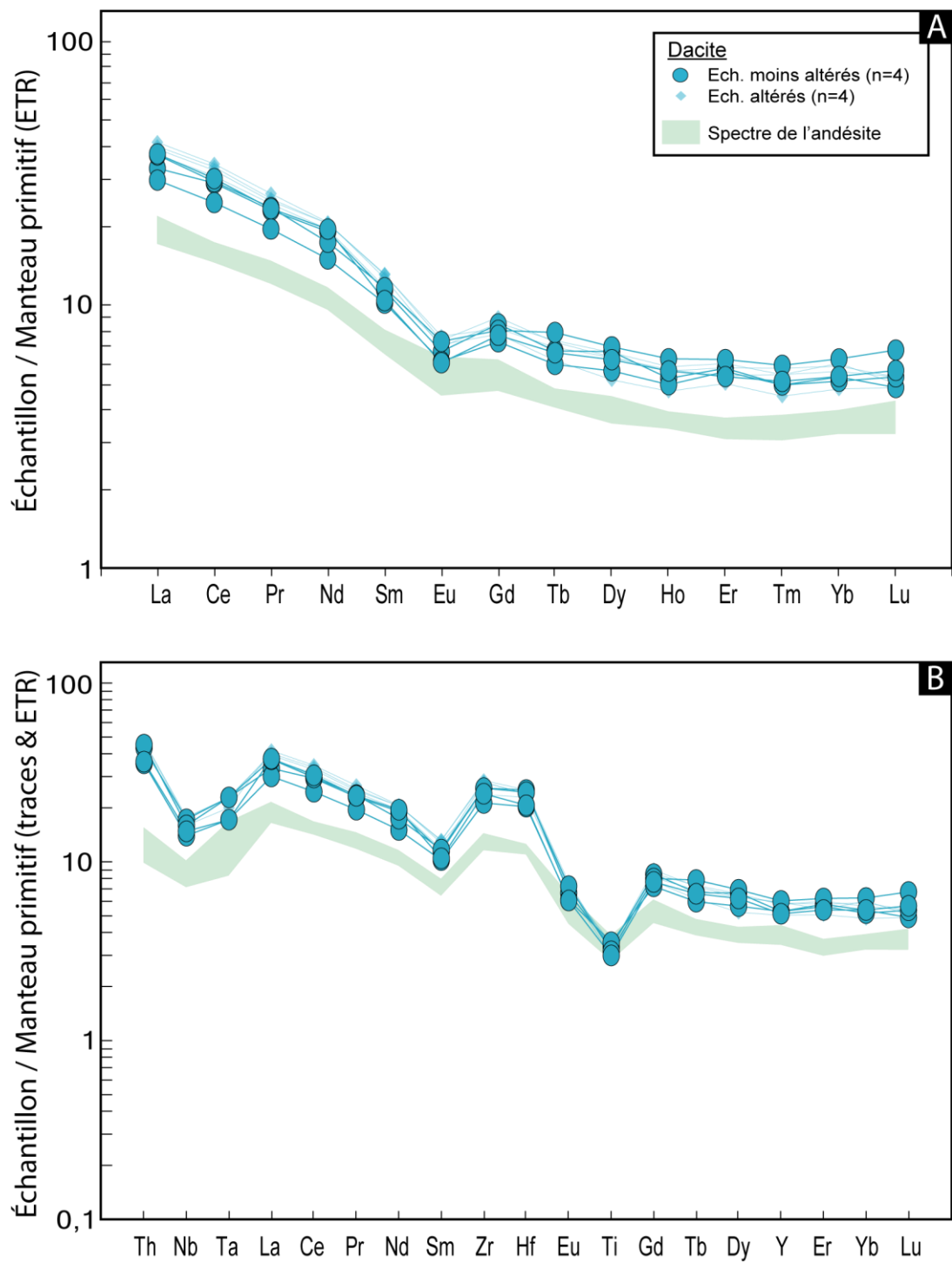


Figure 2.13 : Diagrammes multiéléments (A) des éléments du groupe des terres rares (ETR) et (B) étendu à d'autres éléments traces qui caractérisent l'unité dacitique de B26. Tous les éléments sont normalisés au manteau primitif (McDonough et Sun, 1995).

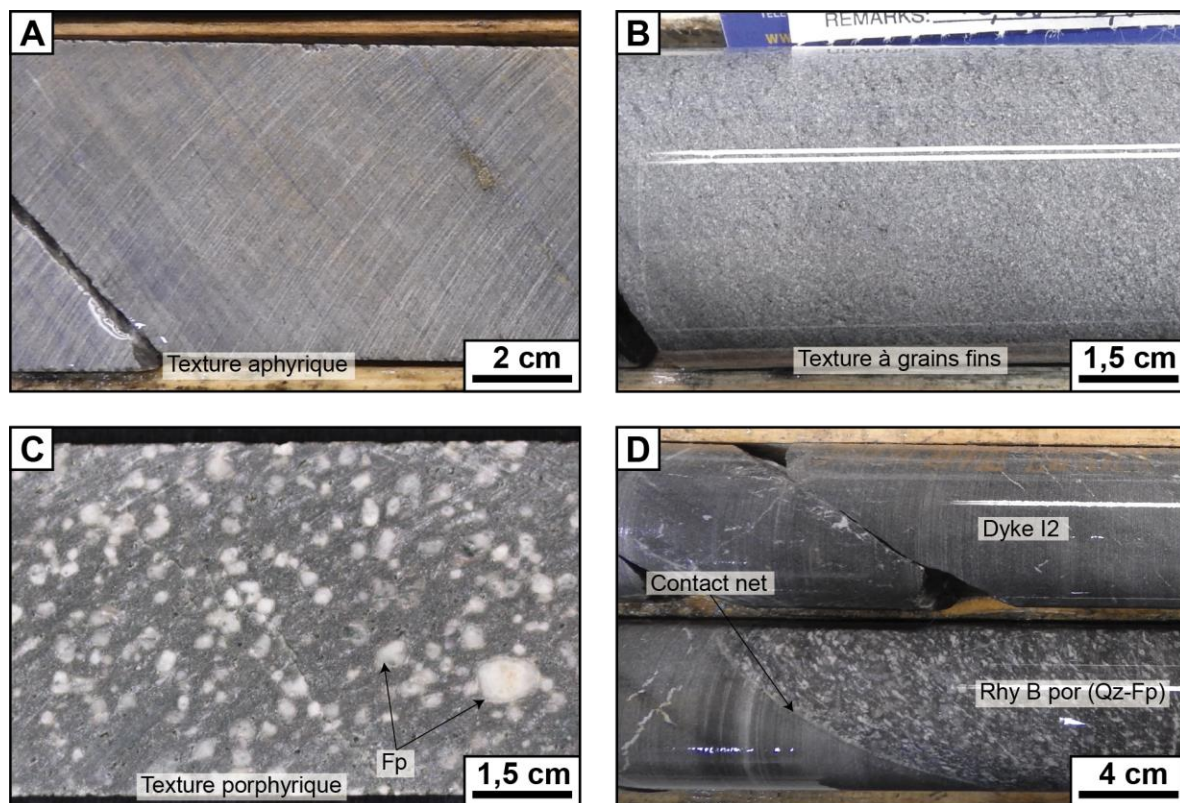


Figure 2.14 : Photomontage des dykes intermédiaires de B26.

A) Dyke faiblement déformé présentant une texture aphyrique. B) Texture à grains fins légèrement foliés. C) Texture porphyrique à 30-40% de phénocristaux et glomérophénocristaux de feldspaths. D) Contact net d'un dyke intermédiaire recoupant l'unité de rhyolite B de l'éponte supérieure. Qz = quartz; Fp = feldspath.

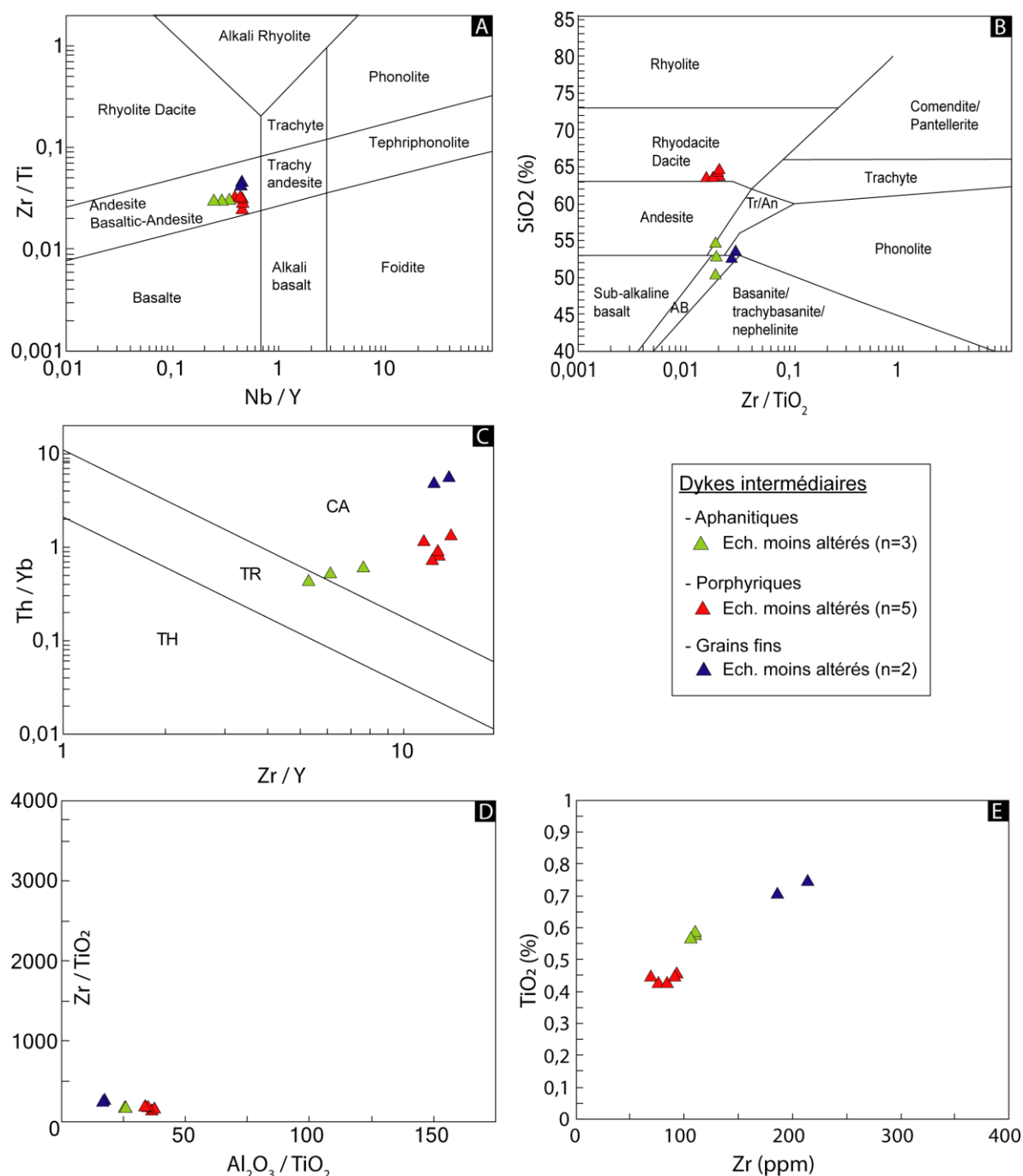


Figure 2.15 : Signature géochimique des dykes intermédiaires de B26.

A) Diagramme de classification Zr/Ti vs Nb/Y de Pearce (1996). B) Diagramme de classification SiO₂ vs Zr/(TiO₂ *10 000) de Winchester et Floyd (1977). C) Diagramme de caractérisation de l'affinité magmatique de Ross et Bédard (2009). D) Diagramme de discrimination Zr/TiO₂ vs Al₂O₃/TiO₂. E) Diagramme de discrimination Zr vs TiO₂.

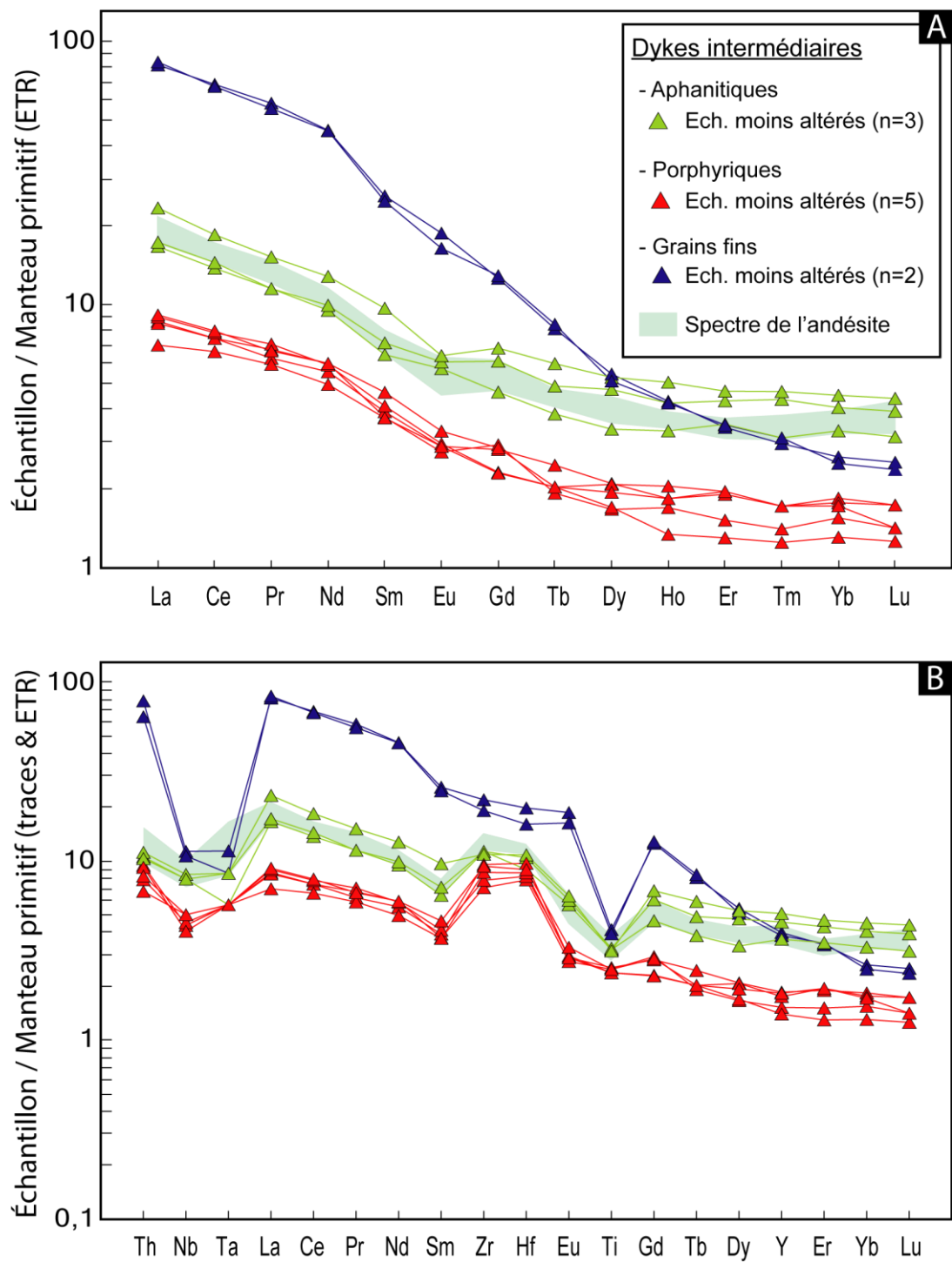


Figure 2.16 : Diagrammes multiéléments (A) des éléments du groupe des terres rares (ETR) et (B) étendu à d'autres éléments traces qui caractérisent les dykes intermédiaires de B26. Tous les éléments sont normalisés au manteau primitif (McDonough et Sun, 1995).

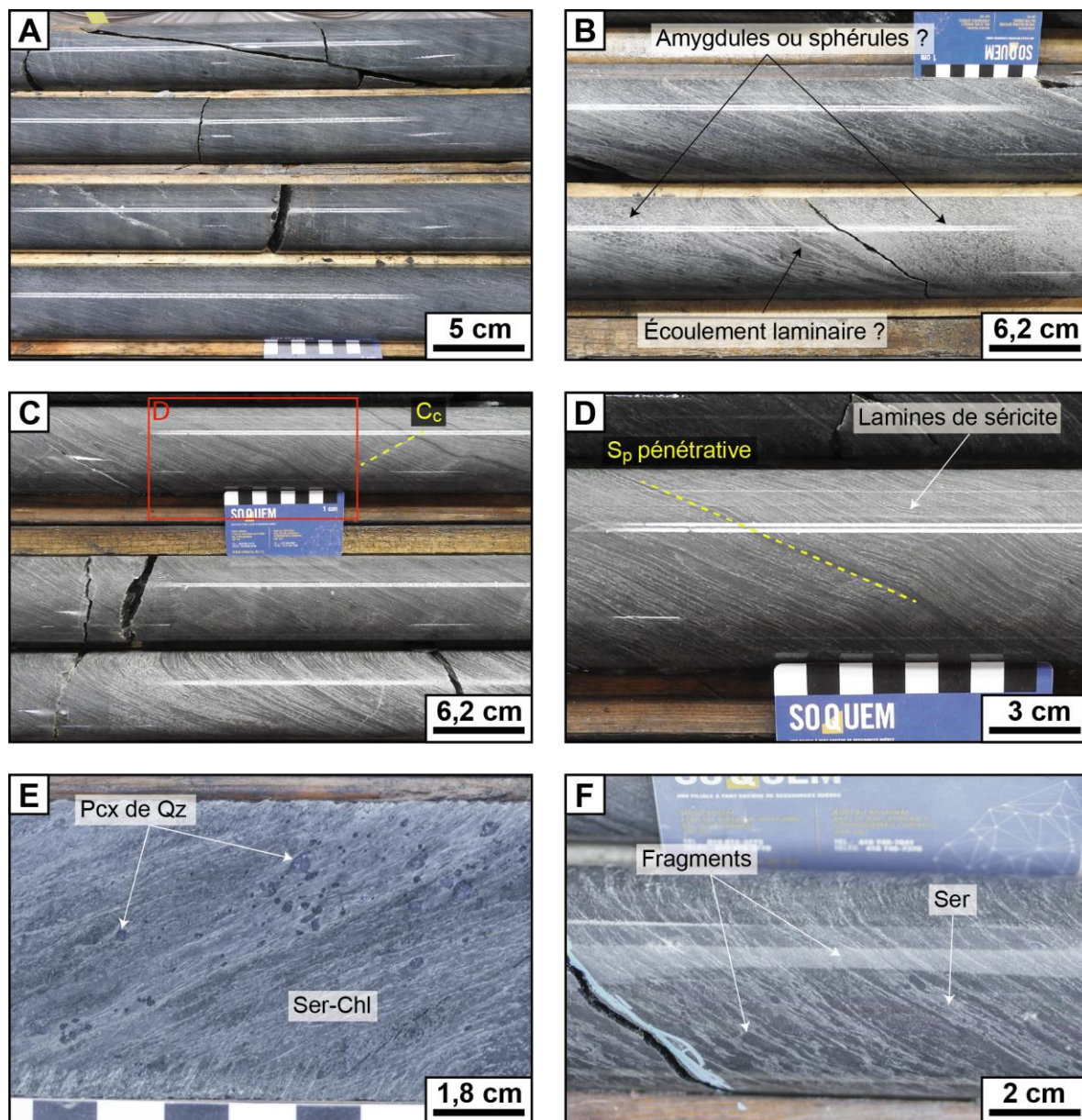


Figure 2.17 : Photomontage de l'unité de rhyolite A de l'éponte inférieure de B26 (partie 1).

A) Texture massive altérée en séricite-chlorite B) Potentielle texture relique d'écoulement laminaire avec également la présence de sphérules ou amygdules. C,D) Schistosité extrêmement pénétrative marquée par des lamines de séricite pouvant s'apparenter à de l'écoulement laminaire. Un clivage de crénulation y est bien développé. E) Passées locales riches en phénocristaux de quartz au sein de la partie fragmentaire de la rhyolite. F) Texture fragmentaire de la rhyolite avec des fragments mm à cm alignés et isolés dans des bandes de séricite massive.

Pcx = phénocristaux ; Qz = quartz ; Ser = séricite ; Chl = chlorite.

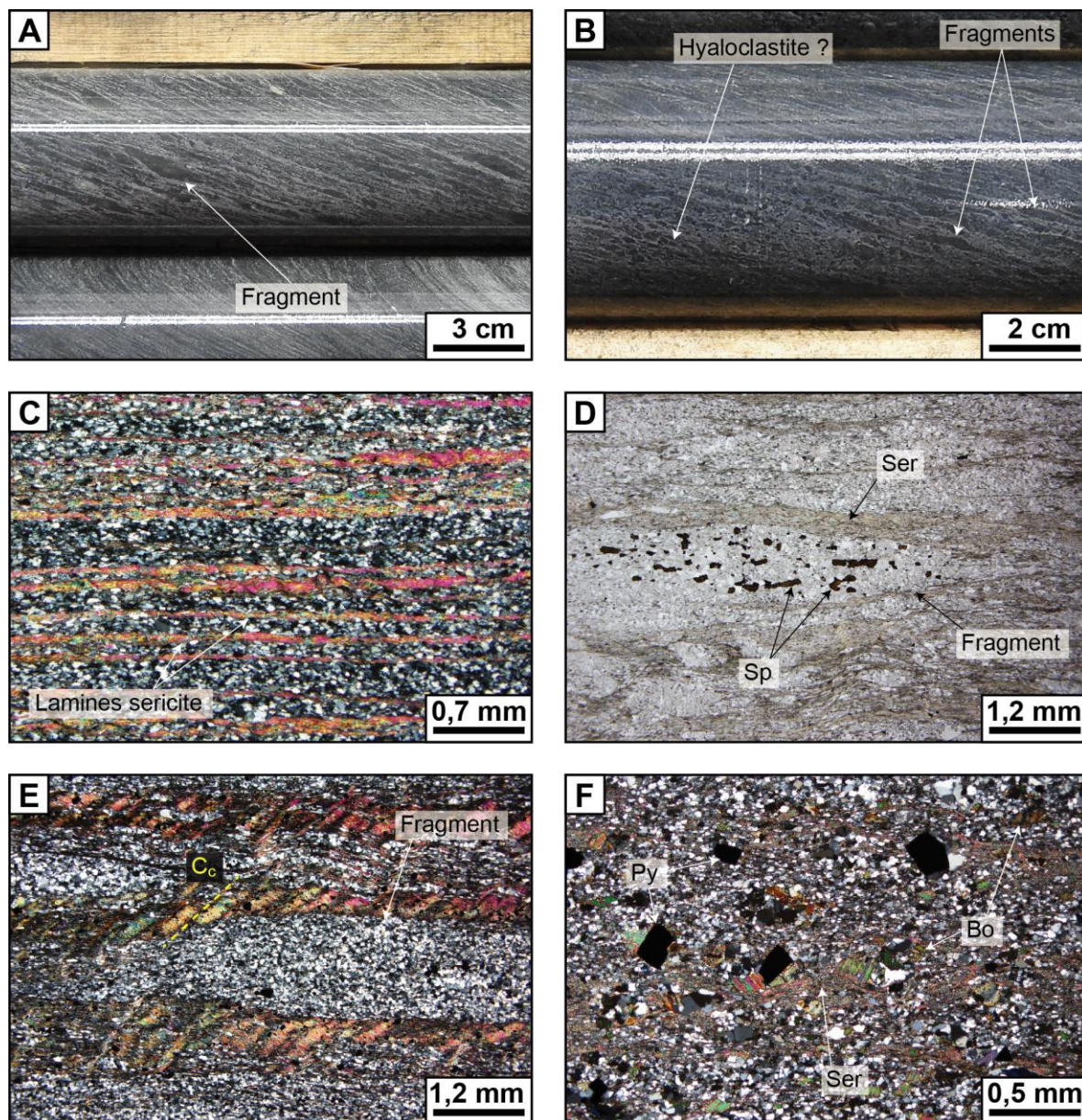


Figure 2.18 : Photomontage de l'unité de rhyolite A de l'éponte inférieure de B26 (partie 2).

A) Texture fragmentaire altérée en séricite-chlorite avec des fragments mm à cm alignés dans la schistosité principale. B) Texture fragmentaire comportant des petits clastes mm anguleux. C) Photomicrographie illustrant des lamines continues de séricite massives remplaçant la mésostase microcristalline composée principalement de quartz selon un patron très resserré. Ces lamines se seraient potentiellement développées selon des fractures de refroidissement primaires ou bien selon des plans d'écoulement laminaire. Lumière transmise polarisée. D) Photomicrographie d'un fragment isolé entre des bandes de séricite et présentant une dissémination de sphalérite. Lumière transmise naturelle. E) Photomicrographie d'un fragment non altéré isolé entre des bandes de séricite affectée par un clivage de crénulation. Lumière transmise polarisée. F) Photomicrographie d'une partie massive altérée en séricite-quartz-pyrite-biotite située juste en dessous de la lentille de SMV. Lumière transmise polarisée. Sp = sphalérite ; Bo = biotite.

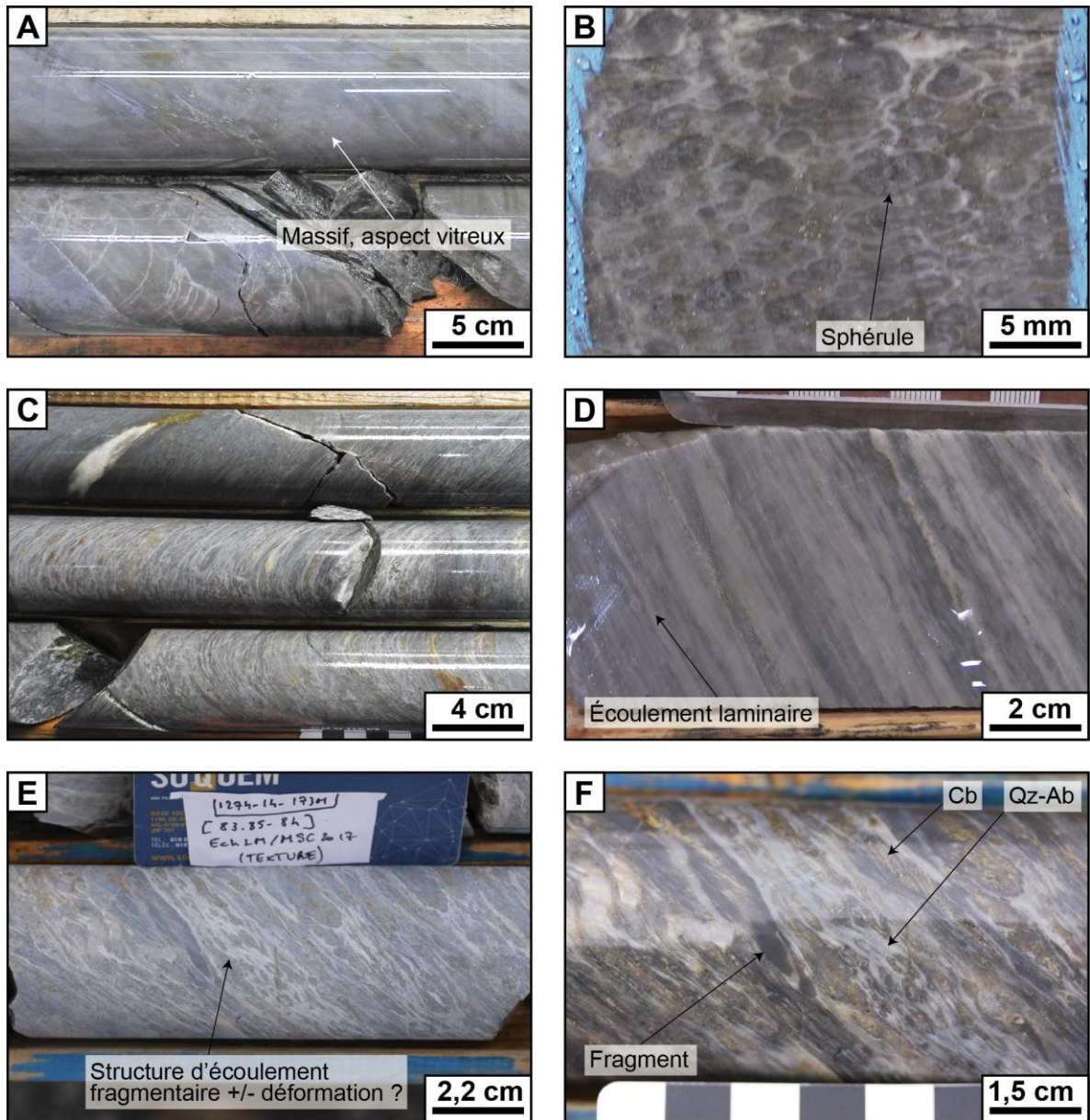


Figure 2.19 : Photomontage de l'unité de rhyolite A de l'éponte supérieure de B26 (partie 1).

A) Texture massive typique et aspect vitreux de la rhyolite. B) Bel exemple de texture sphérolitique. C) Texture qui s'apparente à un écoulement fragmentaire. D) Texture d'écoulement laminaire marqué par une alternance de bandes riches en séricite et d'autres plus riches en quartz. E, F) Autres beaux exemples de la texture d'écoulement fragmentaire marquée par un aspect fluidal de la roche avec des fragment (ou sphérules déformées ?) drapés d'un assemblage blanchâtre composé d'albite et de quartz. Une altération à ankérite est présente au sein des fragments. Qz = quartz ; Ab = albite.

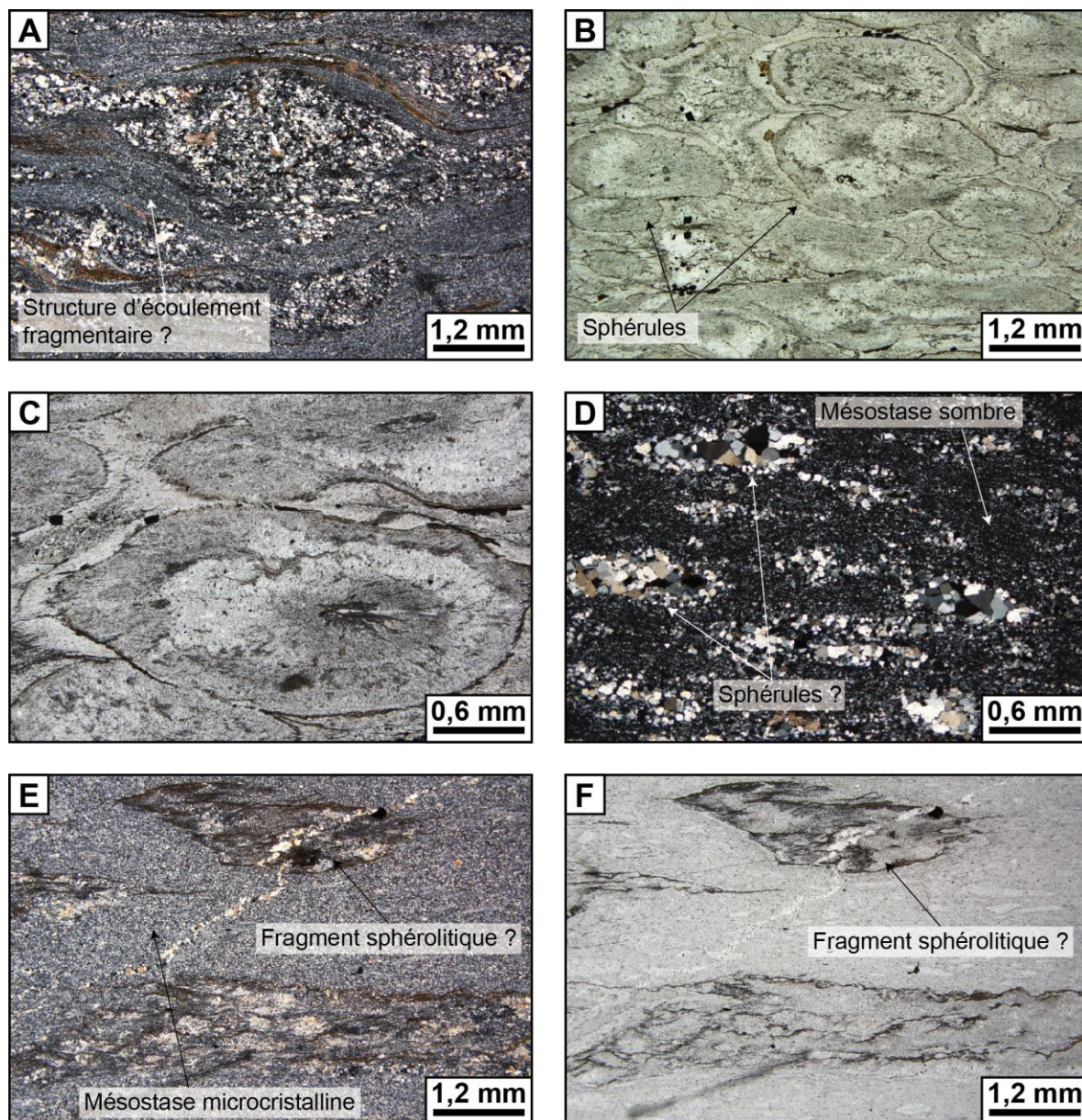


Figure 2.20 : Photomontage de l'unité de rhyolite A de l'éponte supérieure de B26 (partie 2).

A) Photomicrographie illustrant la texture d'écoulement fragmentaire. Il y a des fragments drapés par un mélange de quartz-albite microcristallin dans lequel des lamines de séricite sont visibles. Lumière transmise polarisée. B, C) Photomicrographies de beaux exemples de sphérules très bien préservées. Elles ont un cœur microcristallin, des bordures de quartz bien grossières et une auréole blanchâtre riche en albite. Lumière transmise naturelle. D) Photomicrographie illustrant la rhyolite massive très située juste à l'aplomb du SMV. Elle présente une mésostase microcristalline très sombre riche en quartz et orthoclase dans laquelle des potentielles sphérules recristallisées sont présentes. Lumière transmise polarisée. E, F) Photomicrographie illustrant des fragments sphérolitiques anguleux reliques isolés au sein d'une mésostase microcristalline dans un échantillon d'une rhyolite interprétée comme massive en carotte. Lumière transmise polarisée (E) et naturelle (F).

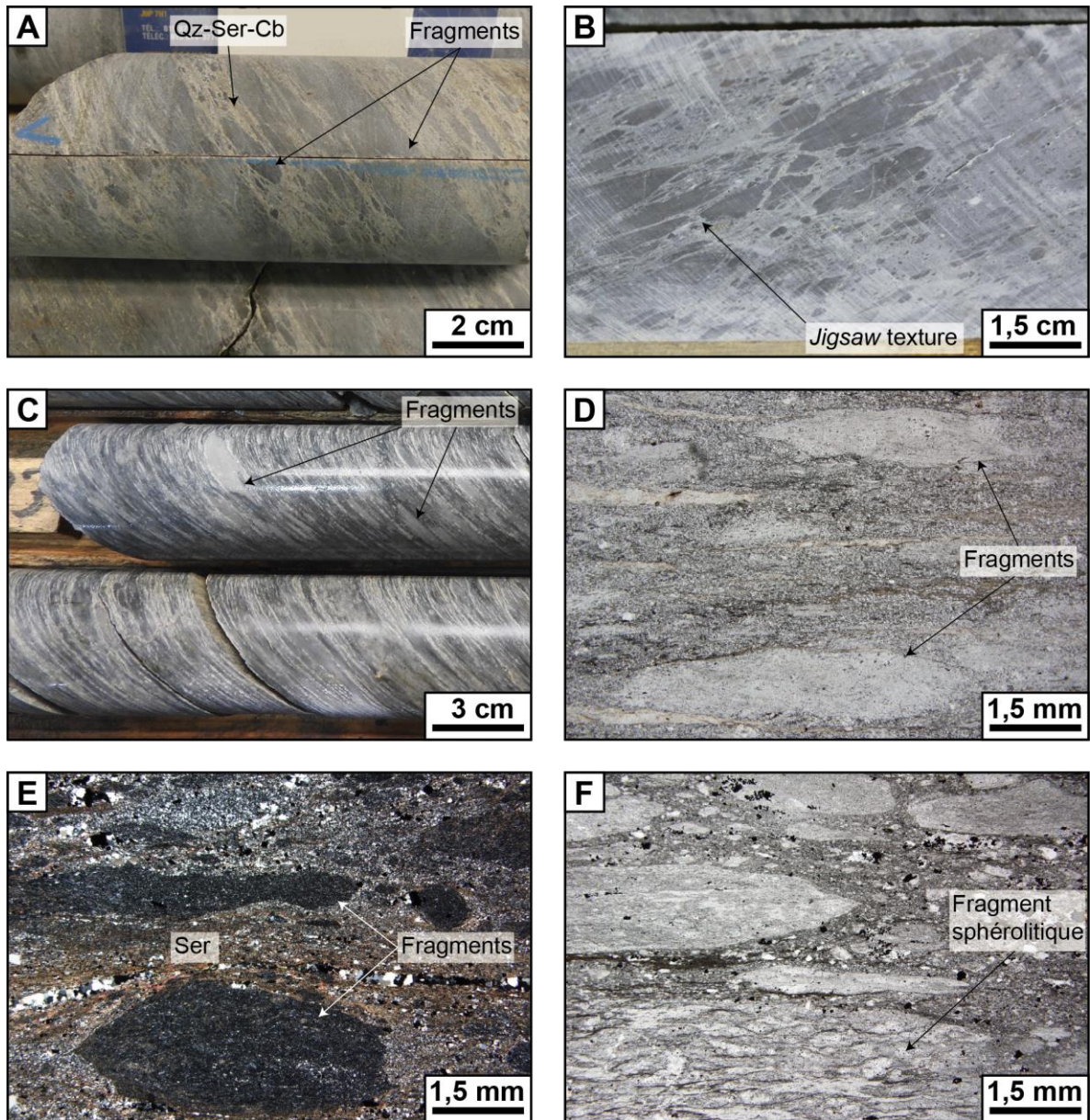


Figure 2.21 : Photomontage de l'unité de rhyolite A bréchique de l'éponte supérieure de B26.

A,B) Texture fragmentaire observée juste au-dessus du SMV. Les fragments sont mm à cm et alignés dans la schistosité principale. Les fragments sont anguleux et forment une texture en casse-tête ou *jigsaw texture* (B). C) Faciès fragmentaire très cisaillé. La matrice faiblement altérée en séricite-chlorite. D) Photomicrographie de fragments aphyriques (même échantillon que C). Lumière transmise naturelle. E) Photomicrographie de fragments aphyriques sombres non altérés dans une matrice faiblement séricitisée. L'échantillon est situé juste au-dessus du SMV. Lumière transmise polarisée. F) Photomicrographie de fragments aphyriques et sphérolitiques de tailles μm à cm. Lumière transmise naturelle.

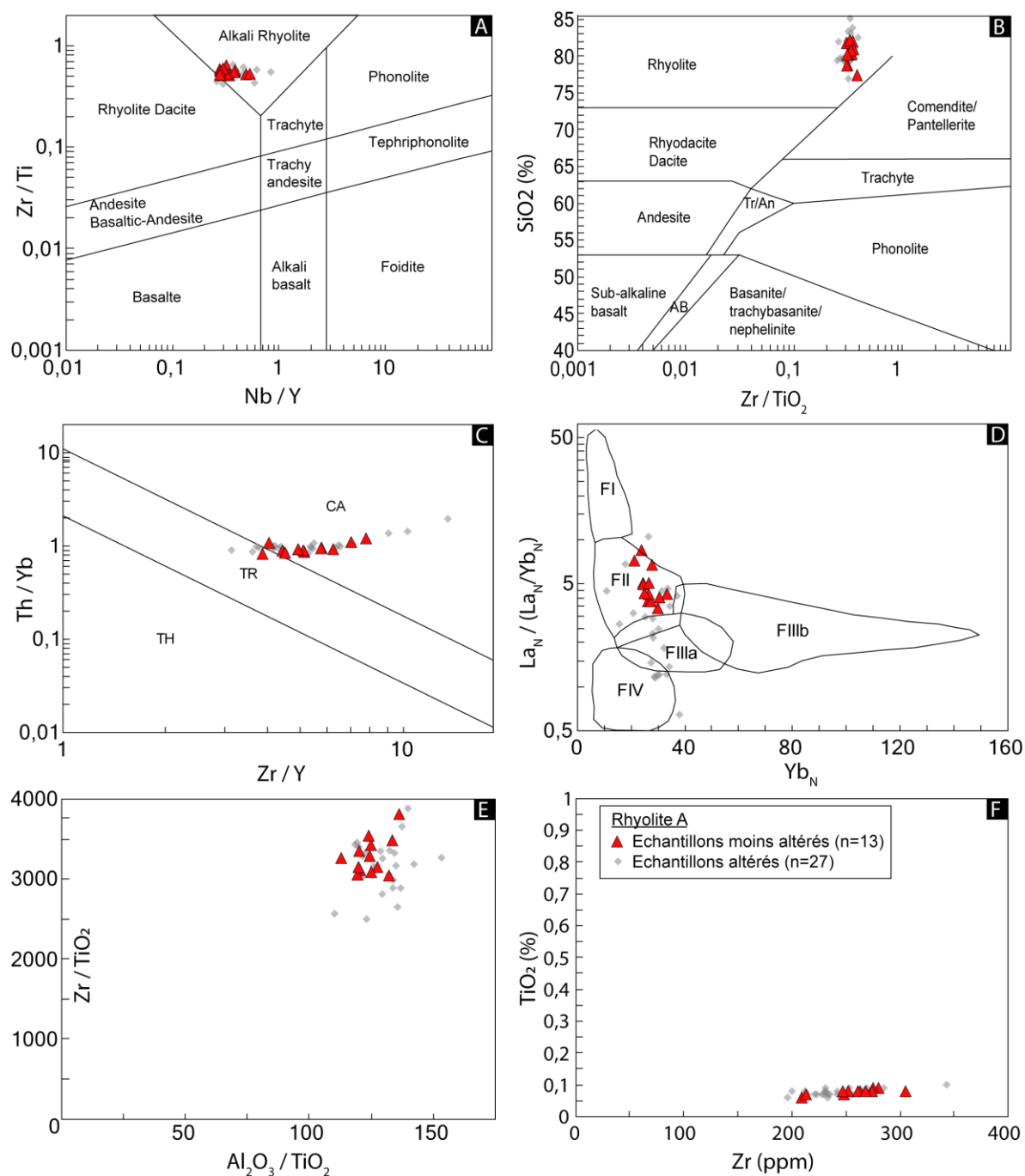


Figure 2.22 : Signature géochimique de la rhyolite A de B26.

A) Diagramme de classification Zr/Ti vs Nb/Y de Pearce (1996). B) Diagramme de classification SiO₂ vs Zr/(TiO₂ * 10 000) de Winchester et Floyd (1977). C) Diagramme de caractérisation de l'affinité magmatique de Ross et Bédard (2009). D) Diagramme de fertilité des rhyolites de Hart et al. (2004). E) Diagramme de discrimination Zr/TiO₂ vs Al₂O₃/TiO₂. F) Diagramme de discrimination Zr vs TiO₂.

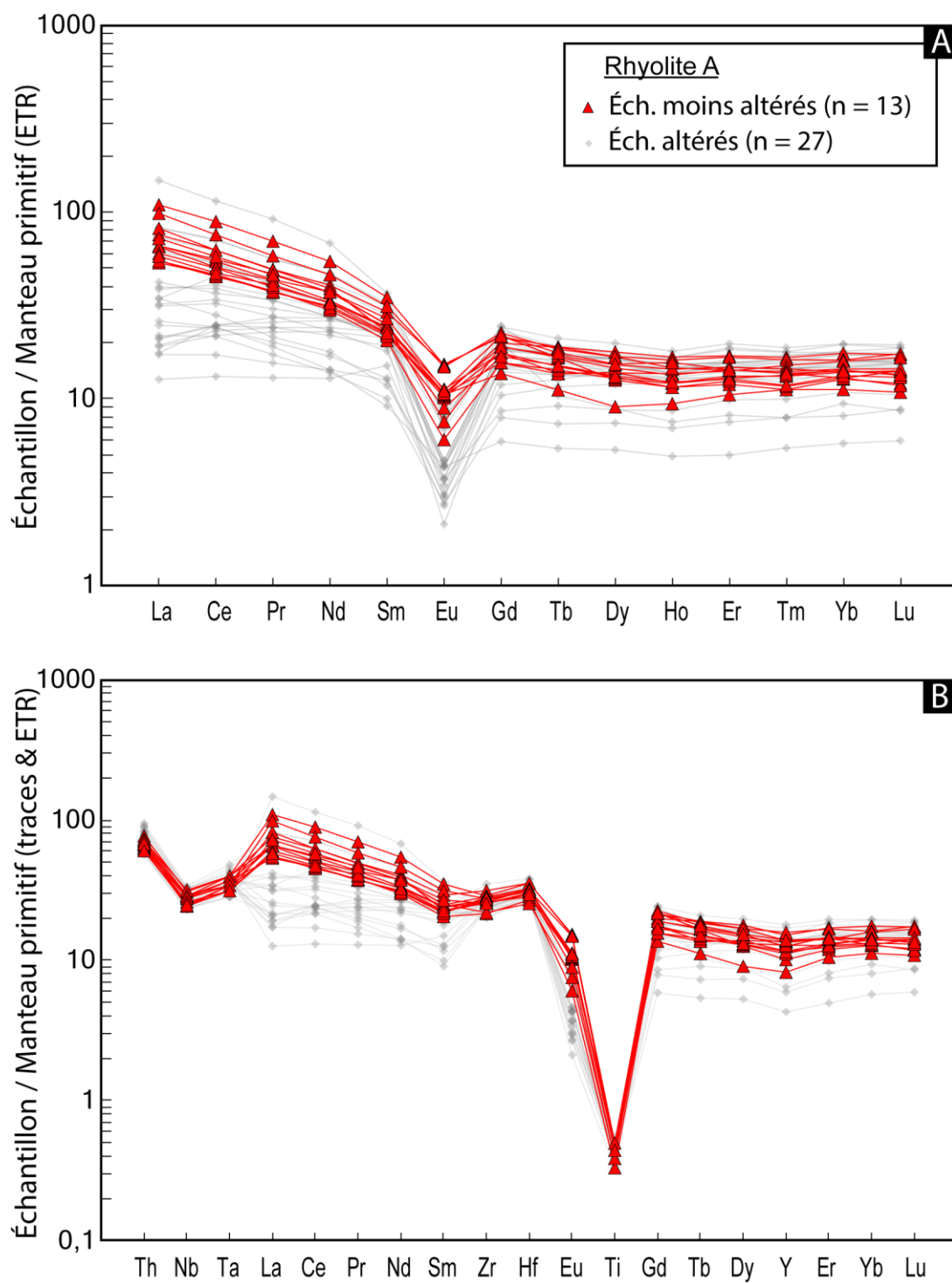


Figure 2.23 : Diagrammes multiéléments (A) des éléments du groupe des terres rares (ETR) et (B) étendu à d'autres éléments traces qui caractérisent l'unité de rhyolite A de B26. Tous les éléments sont normalisés au manteau primitif (McDonough et Sun, 1995).

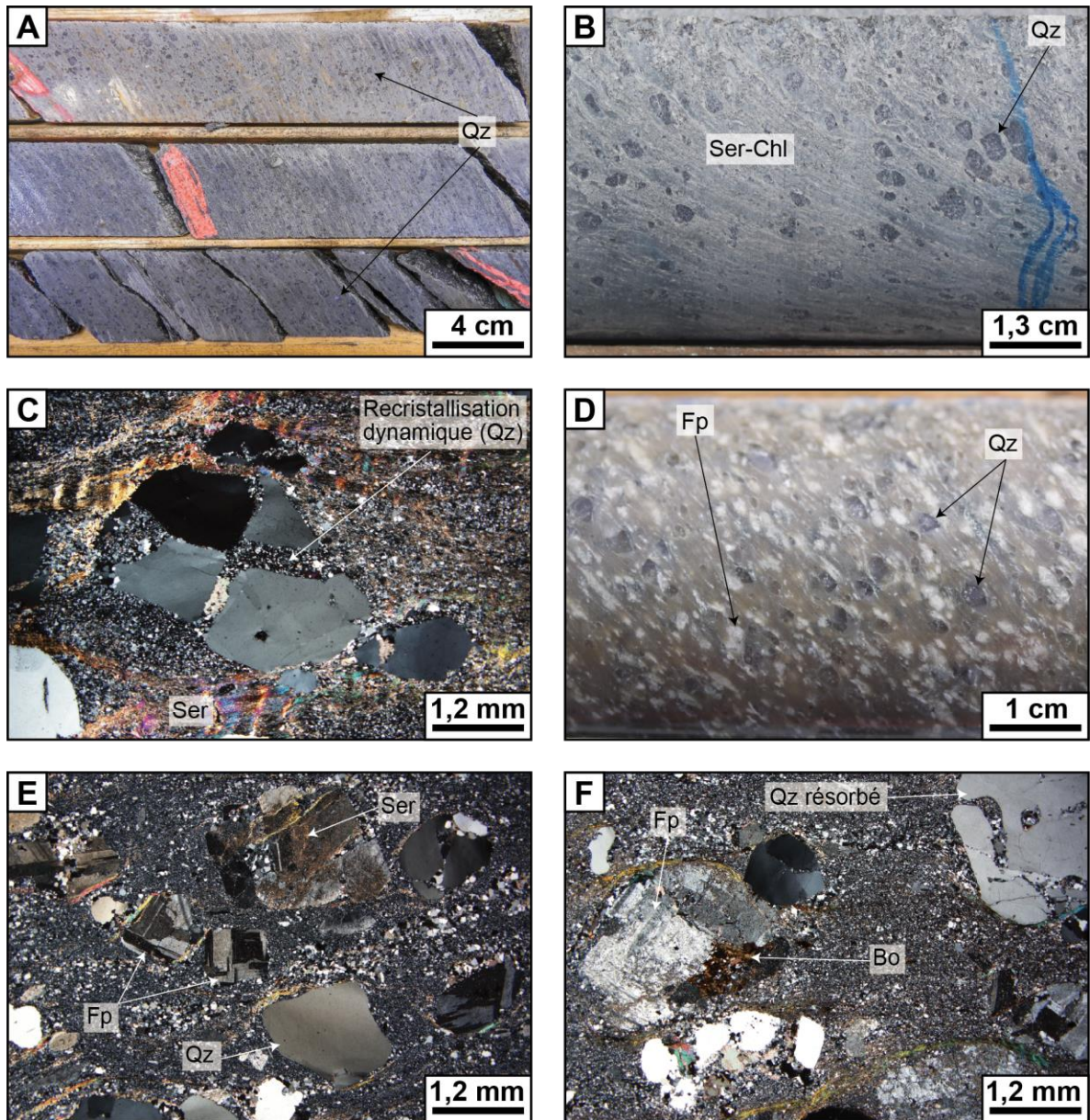


Figure 2.24 : Photomontage de l'unité de rhyolite porphyrique B.

A, B) Texture porphyrique à phénocristaux de quartz de la rhyolite B altérée en séricite-chlorite dans l'éponte inférieure. Les phénocristaux de quartz sont subarrondis à anguleux et hétérogranulaires. C) Photomicrographie illustrant la recrystallisation dynamique affectant le quartz selon un patron en croix, créant des plus petits phénocristaux anguleux. Lumière transmise polarisée. D) Texture porphyrique de la rhyolite B de l'éponte supérieure à phénocristaux de feldspaths et de quartz. E, F) Photomicrographies illustrant la matrice microcristalline, les phénocristaux de quartz et de feldspath (probablement albite). Les feldspaths sont localement très faiblement séricitisés et de la biotite est présente localement en bordure. Le quartz présente des bordures résorbées. Lumière transmise polarisée. Qz = quartz; Ser = séricite; Chl = chlorite; Fp = feldspath; Bo = biotite.

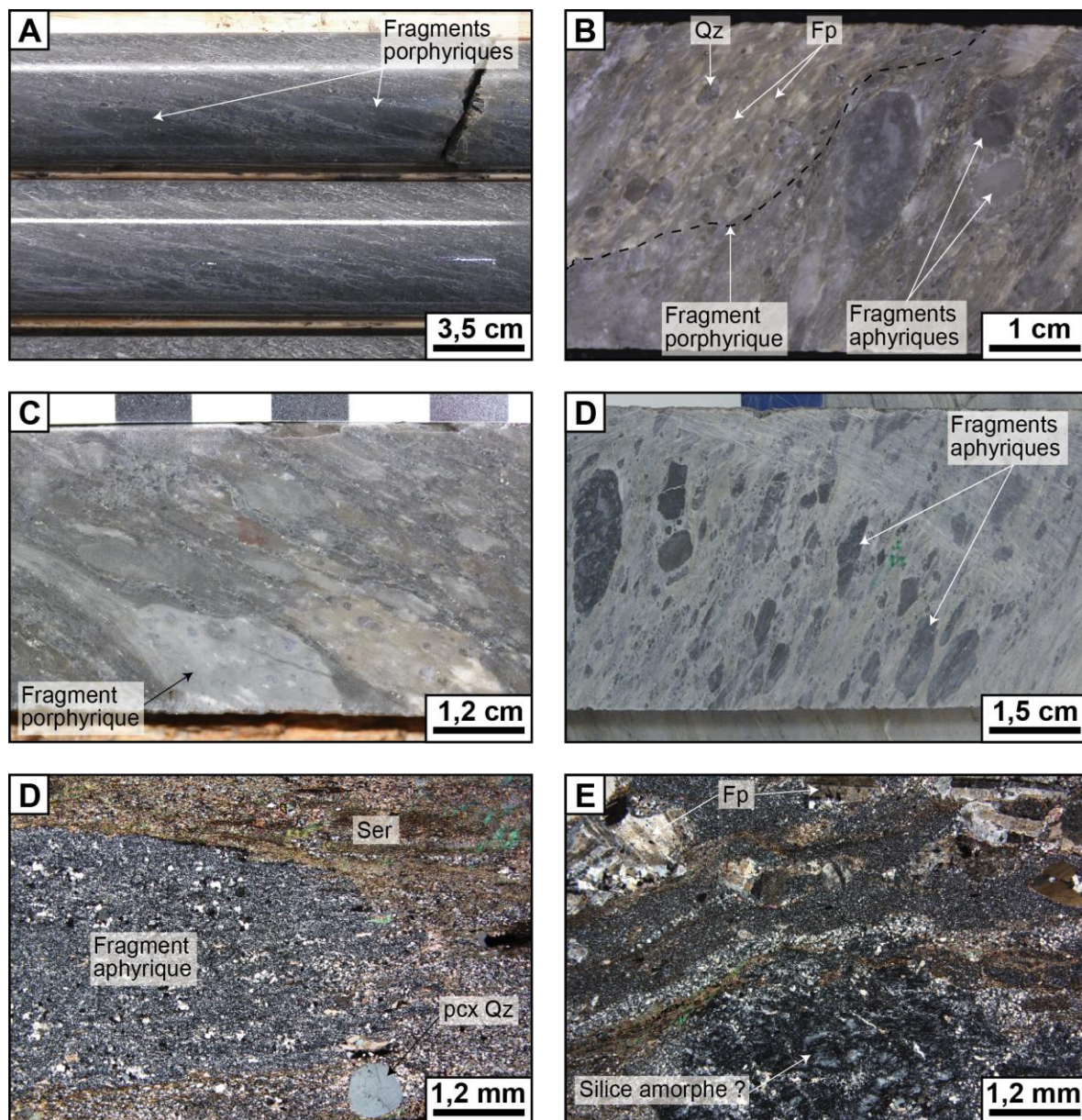


Figure 2.25 : Photomontage du faciès bréchique de l'unité de rhyolite porphyrique B.

A) Fragments porphyriques au sein de la rhyolite B de l'éponte inférieure altérée en séricite-chlorite. B,C) Fragments aphyriques subarrondis à anguleux pris dans une matrice séricitisées dans laquelle de plus gros fragments porphyriques à quartz-feldspaths sont présents. Il s'agit d'un niveau plurimétrique volcanoclastique située à la base de la rhyolite B de l'éponte supérieure à l'interface avec la rhyolite aphyrique A. D) Photomicrographie d'un fragment de rhyolite aphyrique au sein d'une matrice séricitisée présentant des occurrences de phénocristaux de quartz. Lumière transmise polarisée. E) Photomicrographie illustrant un fragment de silice amorphe au sein d'une mésostase microcristalline dans laquelle sont distribués des phénocristaux d'albite et de quartz. Lumière transmise polarisée. Qz = quartz; Ser = séricite; Fp = feldspath.

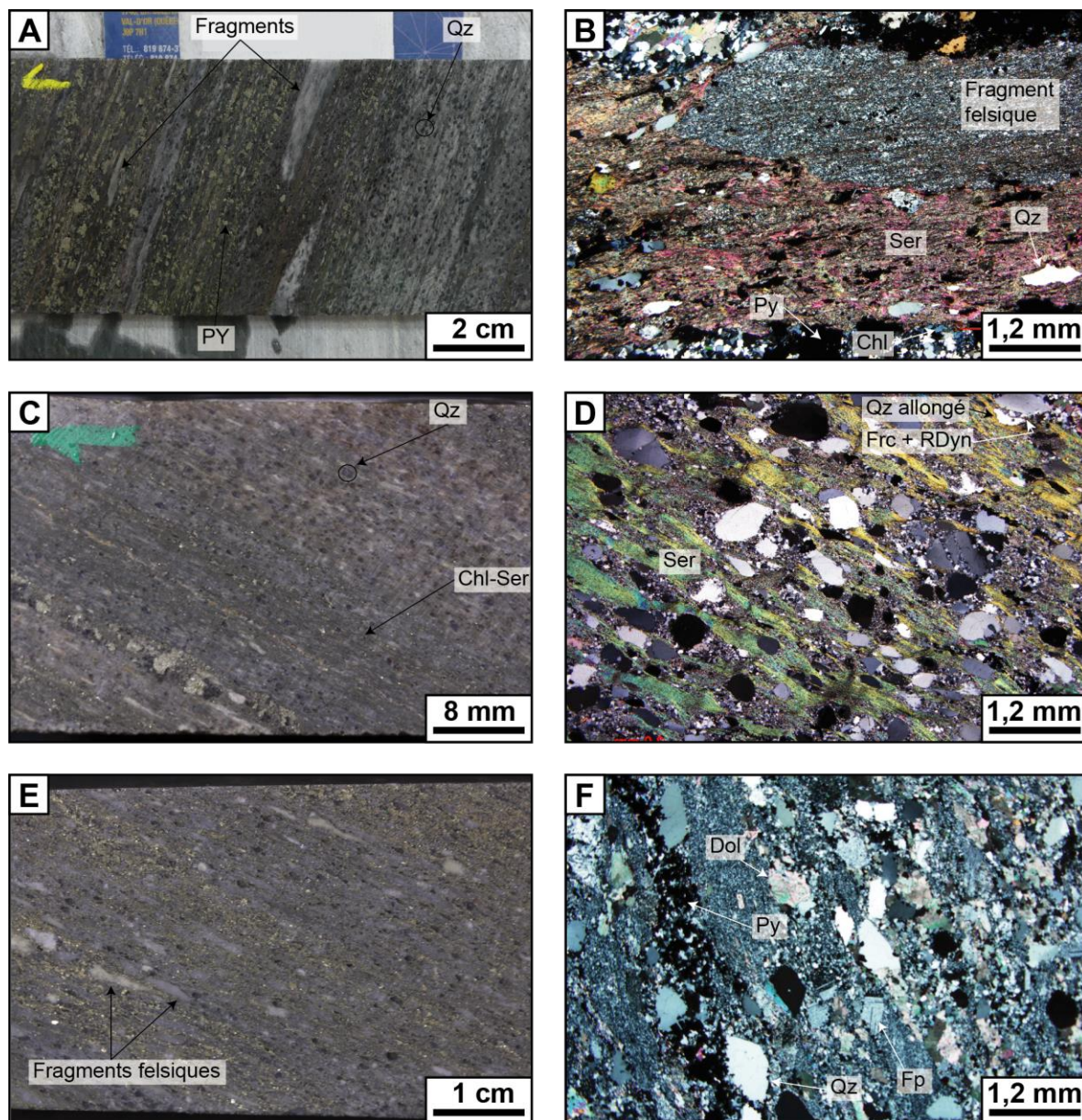


Figure 2.26 : Photomontage du faciès de tuf à cristaux de l'unité de rhyolite porphyrique B.

A, C ,E) Faciès volcanoclastique comportant 35% de phénocristaux de quartz de 0,1-0,5 mm ainsi que quelques fragments felsiques mm à cm. Il est minéralisé en pyrite disséminée à massive. B) Photomicrographie illustrant un fragment de rhyolite aphyrique au sein d'une matrice entièrement séricitisée dans laquelle sont distribués des phénocristaux de quartz anguleux. Lumière transmise polarisée. D) Photomicrographie illustrant des phénocristaux de quartz subarrondis à anguleux ainsi que des lamines de séricite. Dans le coin supérieur droit une forme anguleuse allongée résulte d'une recristallisation dynamique du quartz. Lumière transmise polarisée. F) Photomicrographie illustrant des phénocristaux de quartz résorbés, cristaux de dolomie, grains de pyrite et phénocristaux de feldspath (i.e., albite). Lumière transmise polarisée. Qz = quartz ; Ser = séricite; Dol = dolomie ; Py = pyrite ; Frc = fracture ; RDyn = recristallisation dynamique.

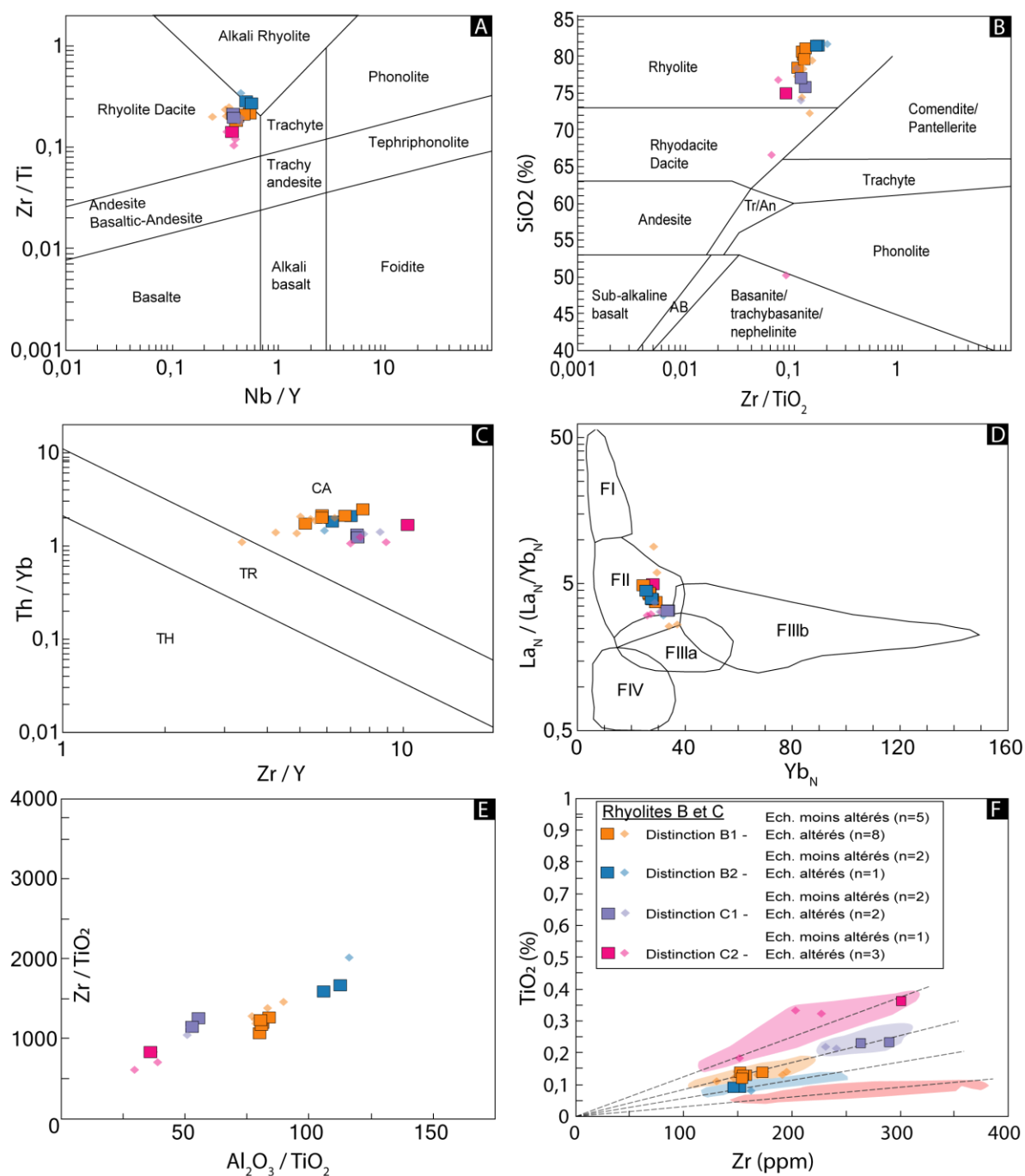


Figure 2.27 : Signature géochimique des rhyolites porphyriques de B26.

A) Diagramme de classification Zr/Ti vs Nb/Y de Pearce (1996). B) Diagramme de classification SiO₂ vs Zr/(TiO₂ * 10 000) de Winchester et Floyd (1977). C) Diagramme de caractérisation de l'affinité magmatique de Ross et Bédard (2009). D) Diagramme de fertilité des rhyolites de Hart et al. (2004). E) Diagramme de discrimination Zr/TiO₂ vs Al₂O₃/TiO₂. F) Diagramme de discrimination Zr vs TiO₂.

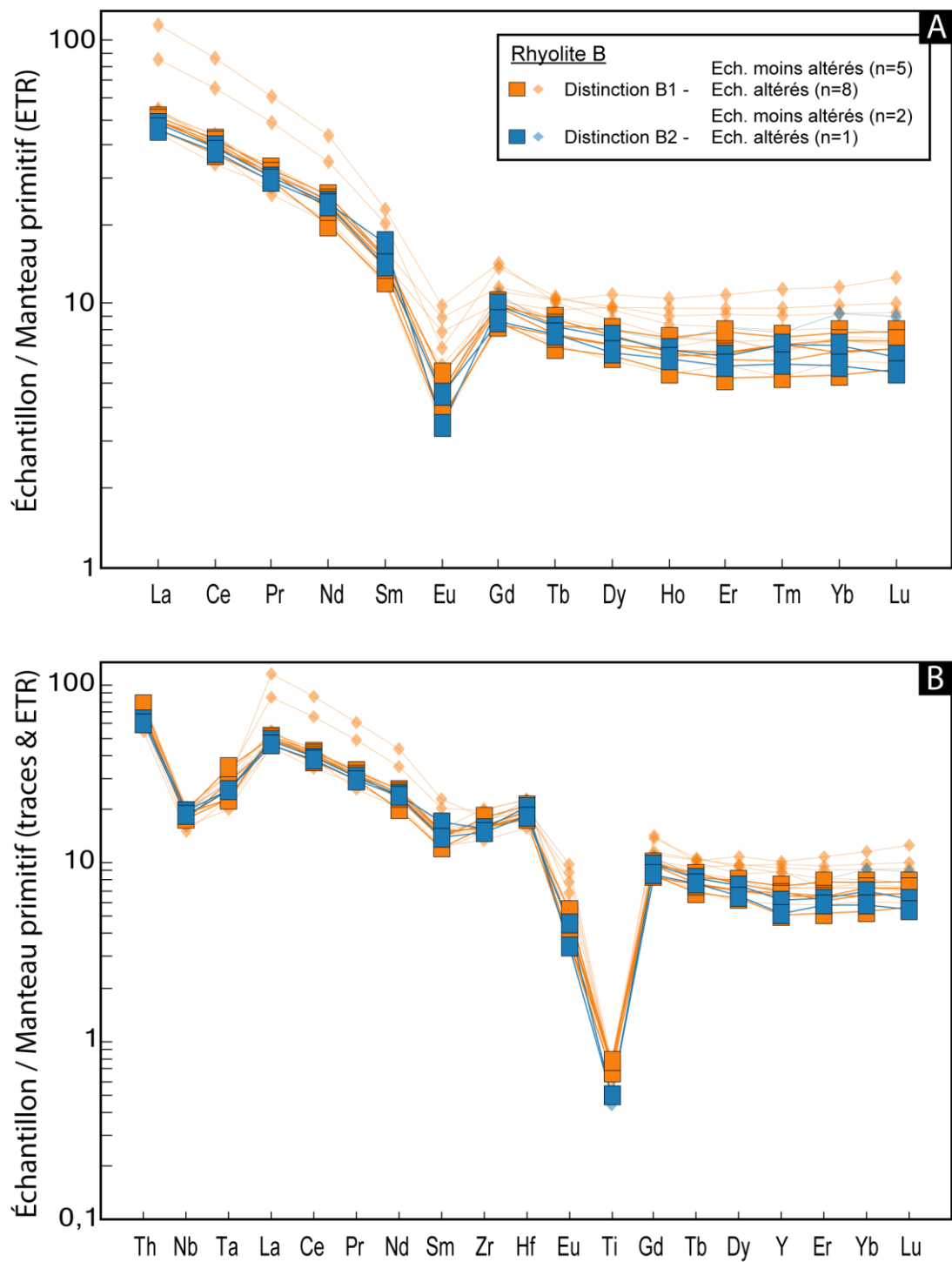


Figure 2.28 : Diagrammes multiéléments (A) des éléments du groupe des terres rares (ETR) et (B) étendu à d'autres éléments traces qui caractérisent la rhyolite porphyrique B de B26. Tous les éléments sont normalisés au manteau primitif (McDonough et Sun, 1995).

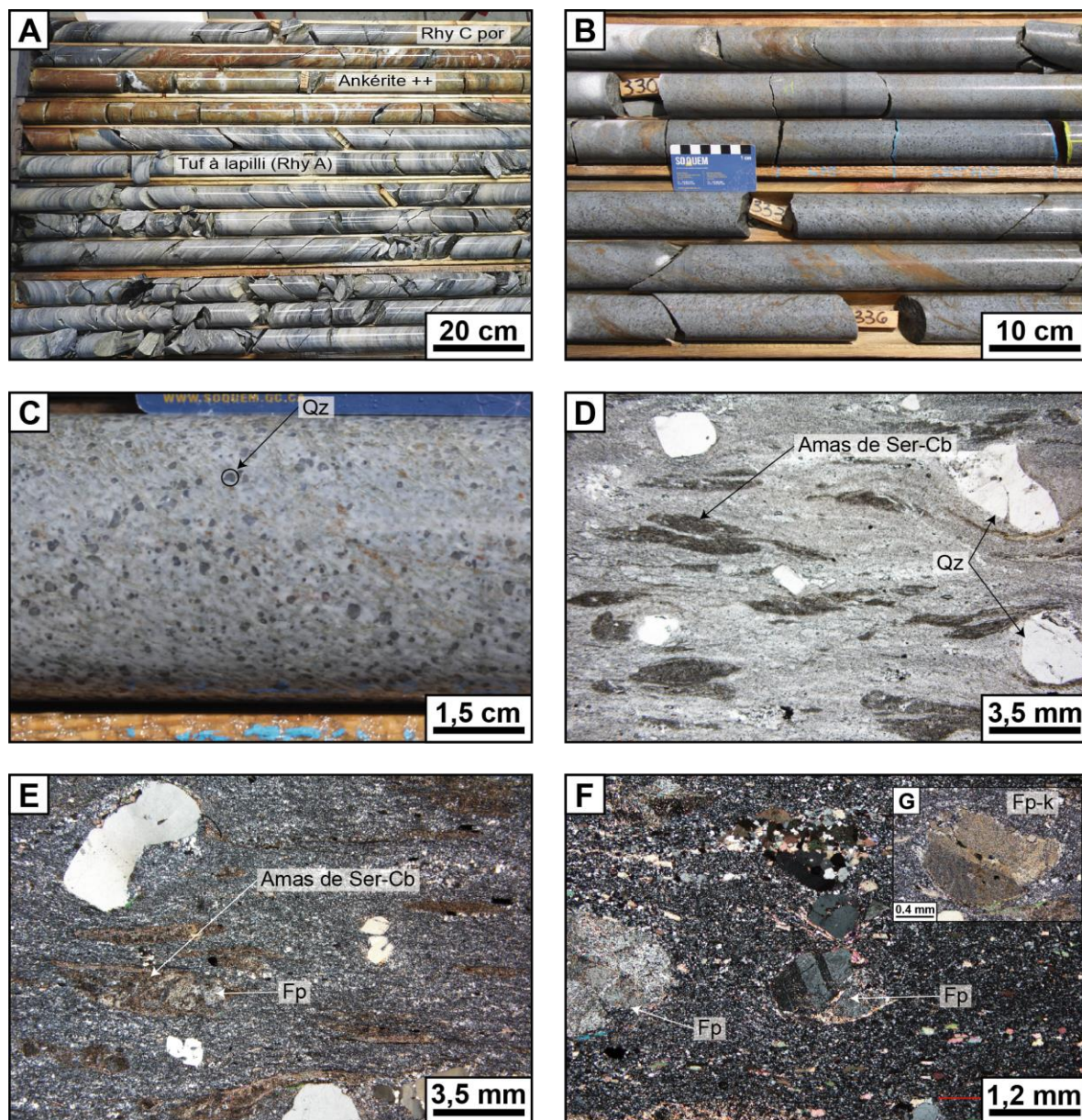


Figure 2.29 : Photomontage de l'unité de rhyolite porphyrique C.

A) Illustration de la séquence basale située sous le premier niveau de rhyolite porphyrique C, avec le tuf à lapilli de rhyolite A qui est remplacé et recoupé par de l'ankérite-magnétite à l'interface avec la rhyolite C. B,C) Texture massive, homogène à 20% de phénocristaux de quartz, les feldspaths étant peu discernable. D,E) Photomicrographie illustrant les phénocristaux de quartz fortement recristallisés (queue de recristallisation bien développée) ainsi que les amas étirés de séricite-carbonates correspondant à des feldspaths altérés et déformés. Lumière transmise naturelle (D) et polarisée (E). F) Photomicrographie illustrant des phénocristaux d'albite et d'orthose préservés de l'altération dans une mésostase microcristalline. Lumière transmise polarisée. Qz = quartz ; Ser = séricite ; Ab = albite ; Cb = carbonate ; Fp-k = feldspath potassique (orthose).

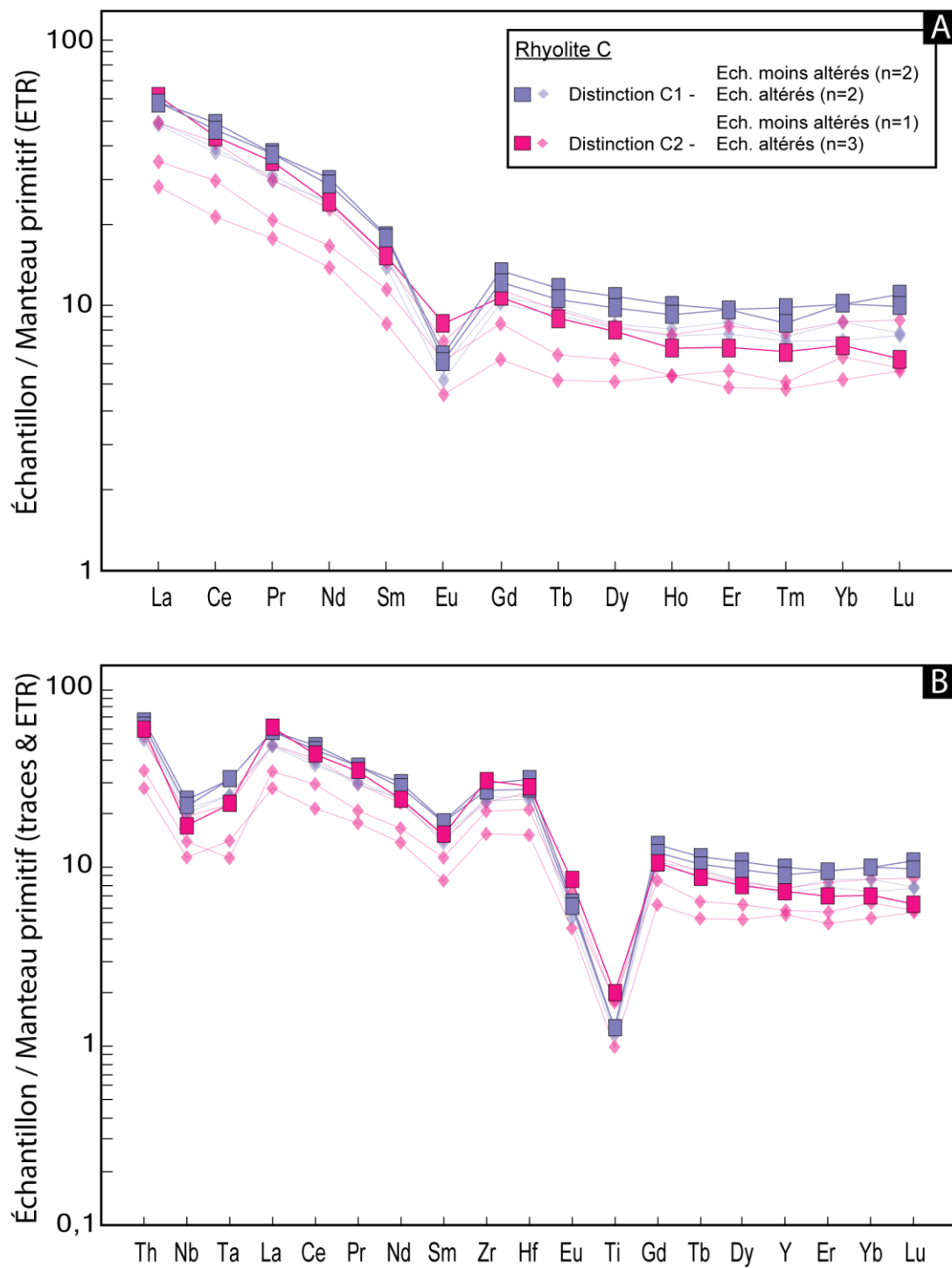


Figure 2.30 : Diagrammes multiéléments (A) des éléments du groupe des terres rares (ETR) et (B) étendu à d'autres éléments traces qui caractérisent la rhyolite porphyrique C de B26. Tous les éléments sont normalisés au manteau primitif (McDonough et Sun, 1995).

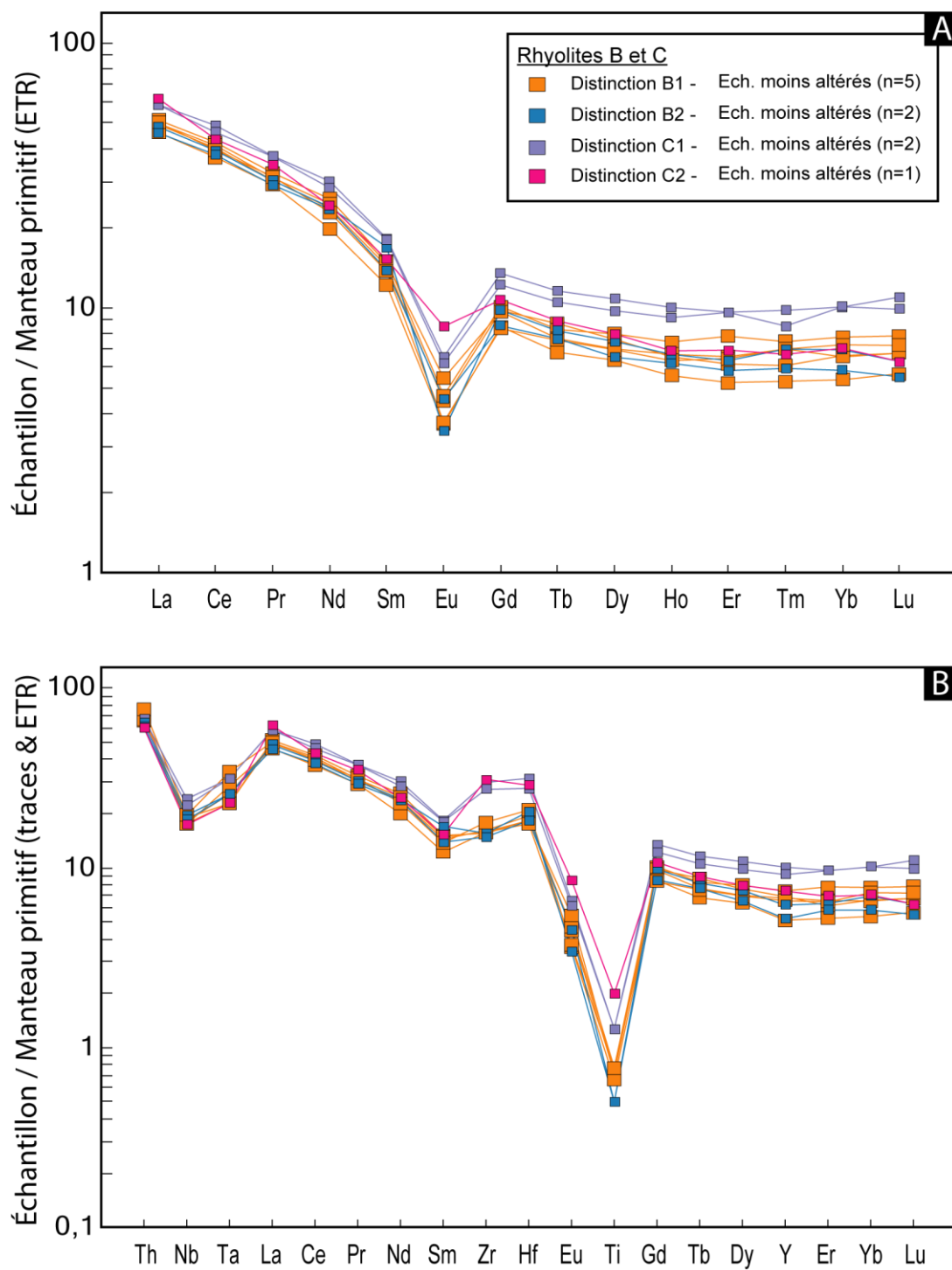


Figure 2.31 : Diagrammes multiéléments (A) des éléments du groupe des terres rares (ETR) et (B) étendu à d'autres éléments traces qui caractérisent les rhyolites porphyriques de B26. Tous les éléments sont normalisés au manteau primitif (McDonough et Sun, 1995).

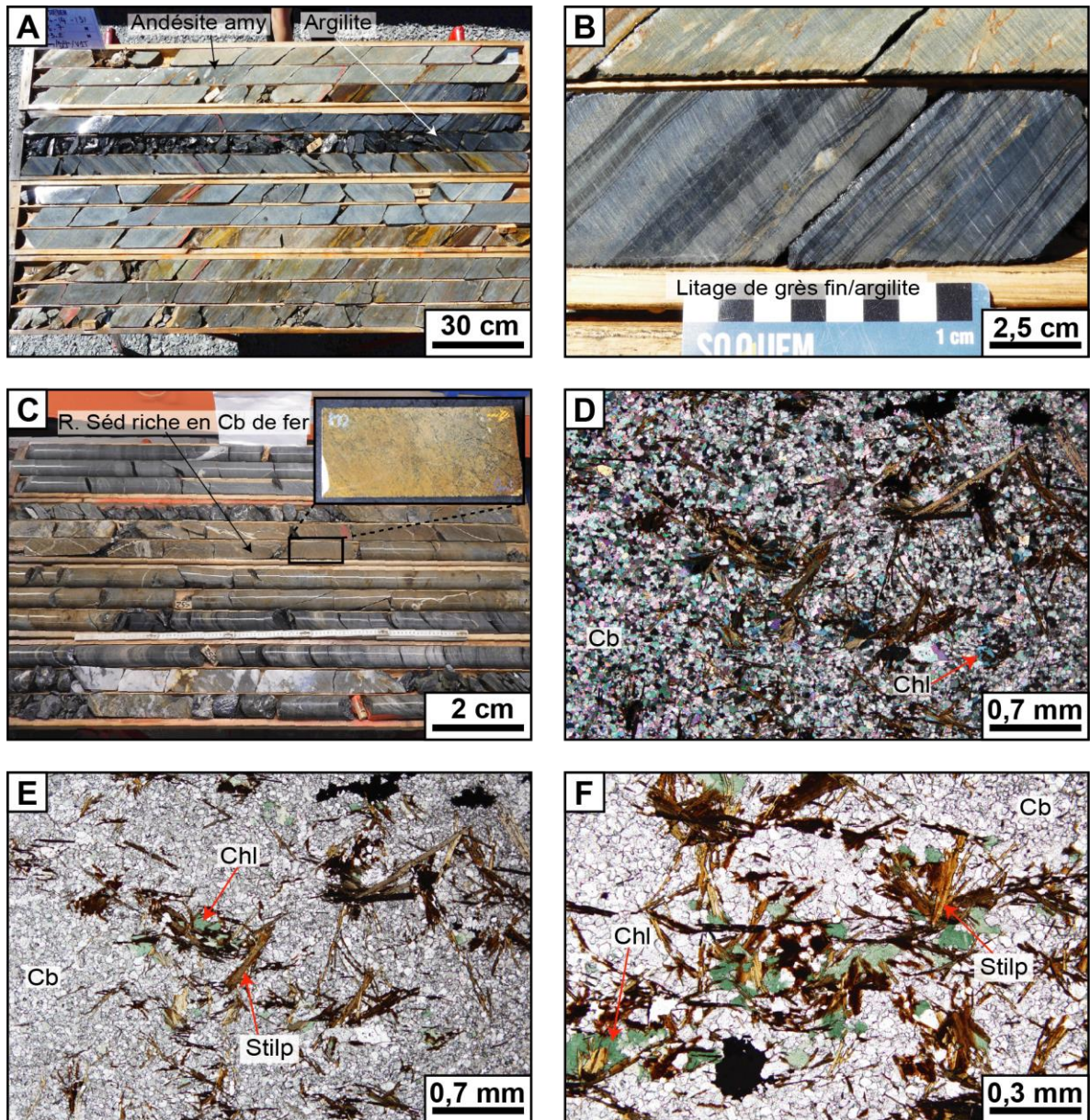


Figure 2.32 : Photomontage des roches sédimentaires de B26.

A) Séquence de roche sédimentaire allant d'une dominance de grès fins à une alternance grès/argilite puis à de l'argilite dominant le sommet de la séquence. Cette séquence se met en place ici sur le faciès volcanoclastique de la rhyolite A. Le sommet est capé par une andésite amygdalaire. B) Beau litage de bandes argileuses et gréseuses marqué par un granoclassement positif. C) Horizon massif de carbonates de fer remplaçant le sommet de l'unité de rhyolite porphyrique C en début d'unité. D, E) Photomicrographies illustrant la minéralogie de l'horizon massif de carbonates. Il est composé d'une matrice de carbonates (sidérite, ankérite) dans laquelle des cristaux de chlorite et stilpnomélane sont présents. Lumière transmise polarisée (D) et naturelle (E). F) Photomicrographie illustrant la relation de remplacement de la stilpnomélane par la chlorite. Lumière transmise naturelle. Amy = amygdalaire ; Cb = carbonate ; Chl = chlorite ; Stilp = stilpnomélane.

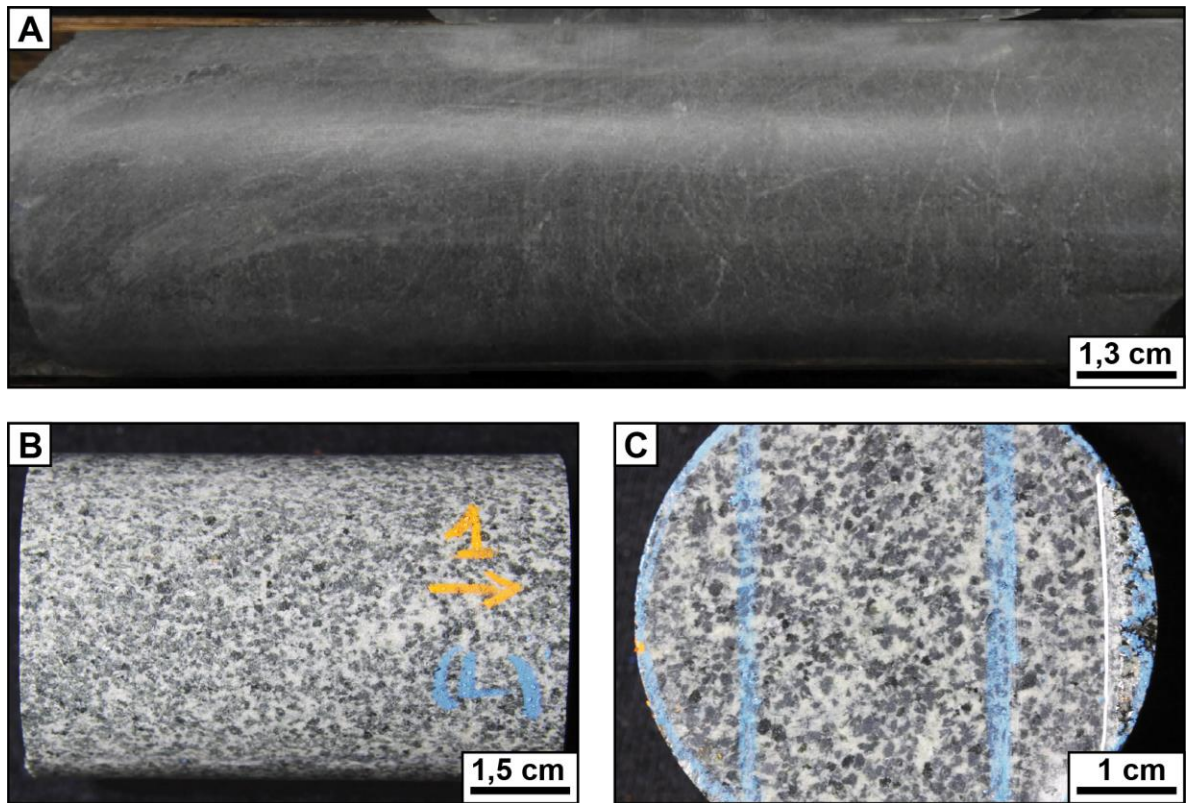


Figure 2.33 : Photomontage des basaltes et gabbros du Groupe d'Enjalran-Bapst.

A) Basalte massif aphanitique. B, C) Gabbro grenu massif, homogène, et leucocrate.

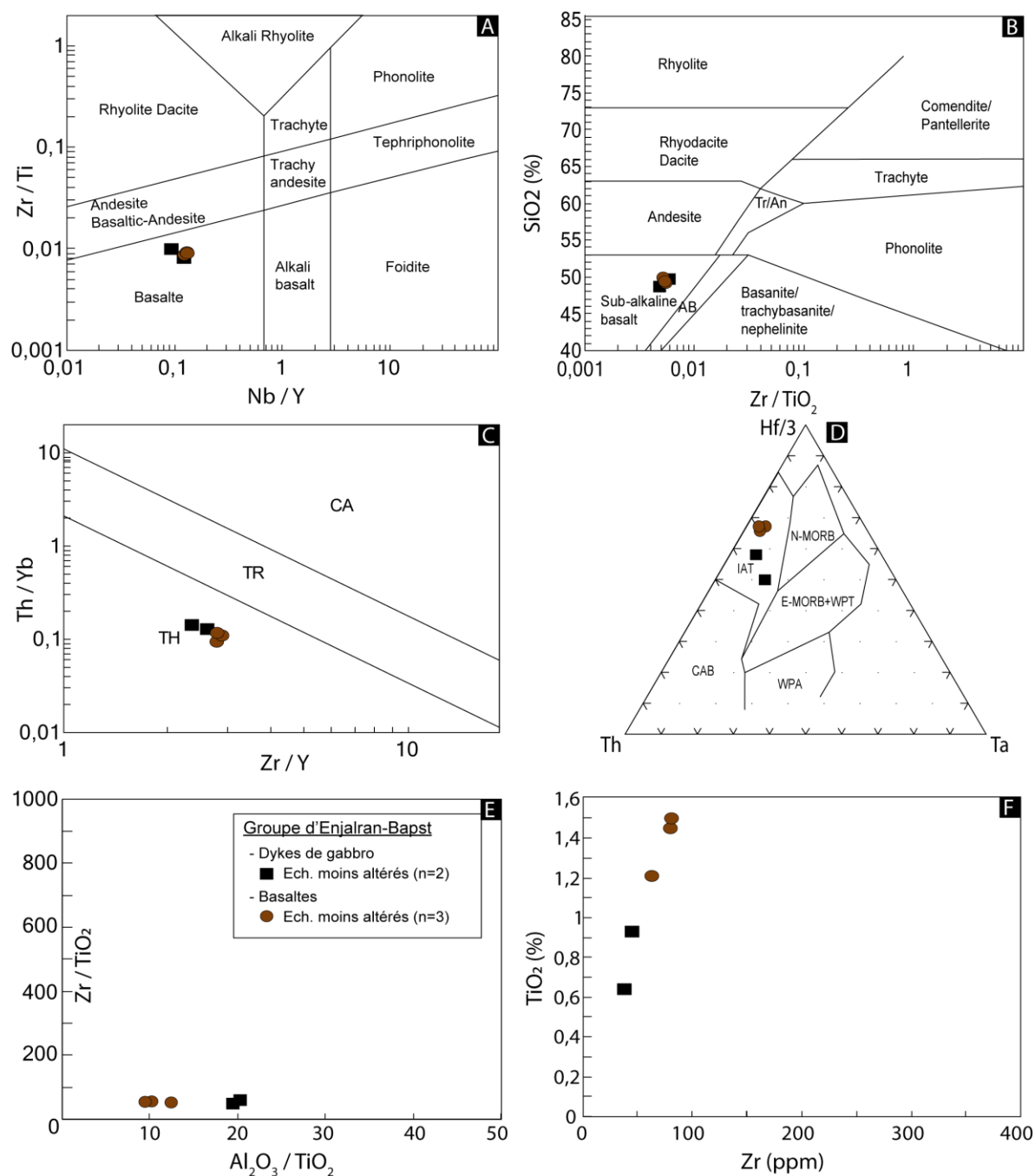


Figure 2.34 : Signature géochimique des basaltes et gabbros du Groupe d'Enjalran-Bapst.

A) Diagramme de classification Zr/Ti vs Nb/Y de Pearce (1996). B) Diagramme de classification SiO₂ vs Zr/(TiO₂ * 10 000) de Winchester et Floyd (1977). C) Diagramme de caractérisation de l'affinité magmatique de Ross et Bédard (2009). D) Diagramme de caractérisation de l'environnement tectonique de Wood (1980). E) Diagramme de discrimination Zr/TiO₂ vs Al₂O₃/TiO₂. F) Diagramme de discrimination Zr vs TiO₂.

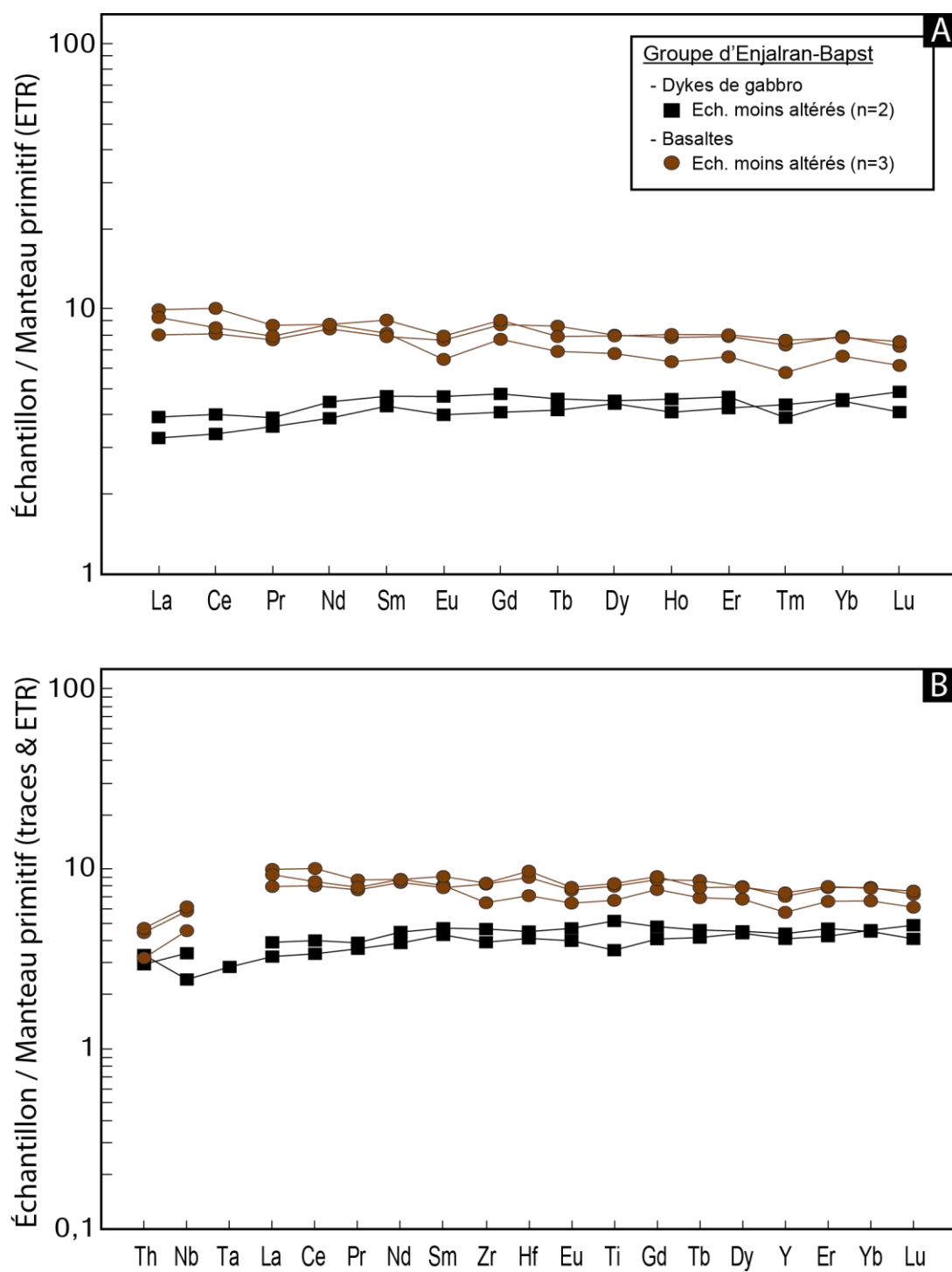


Figure 2.35 : Diagrammes multiéléments (A) des éléments du groupe des terres rares (ETR) et (B) étendu à d'autres éléments traces qui caractérisent les basaltes et gabbros du Groupe d'Enjalran-Bapst de B26. Tous les éléments sont normalisés au manteau primitif (McDonough et Sun, 1995).

Le Ta a été enlevé pour 4 des 5 échantillons, car en dessous de la limite de détection.

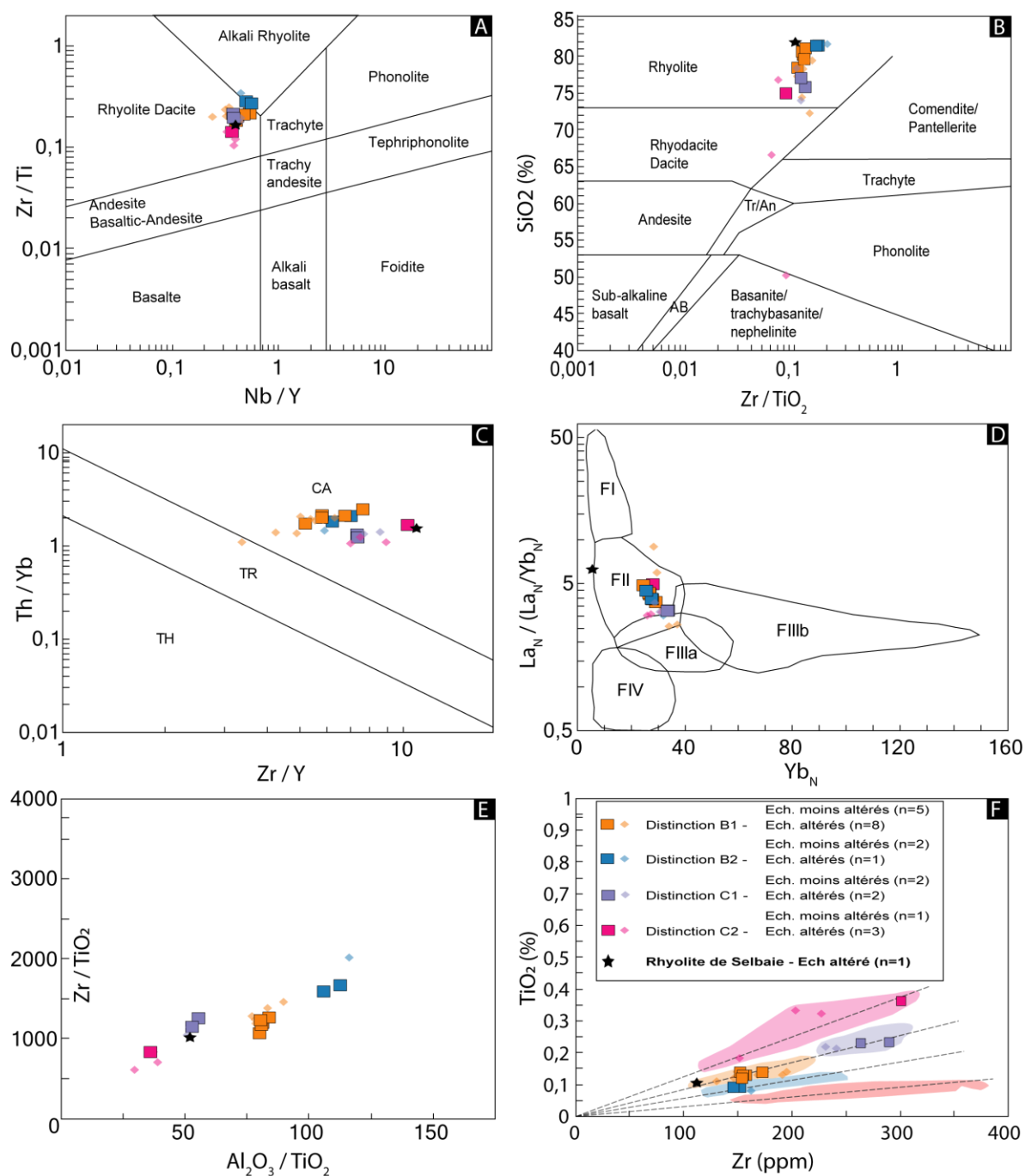


Figure 2.36 : Signature géochimique de la rhyolite de Selbaie en comparaison avec les rhyolites de B26.

A) Diagramme de classification Zr/Ti vs Nb/Y de Pearce (1996). B) Diagramme de classification SiO₂ vs Zr/(TiO₂ * 10 000) de Winchester et Floyd (1977). C) Diagramme de caractérisation de l'affinité magmatique de Ross et Bédard (2009). D) Diagramme de fertilité des rhyolites de Hart et al. (2004). E) Diagramme de discrimination Zr/TiO₂ vs Al₂O₃/TiO₂. F) Diagramme de discrimination Zr vs TiO₂.

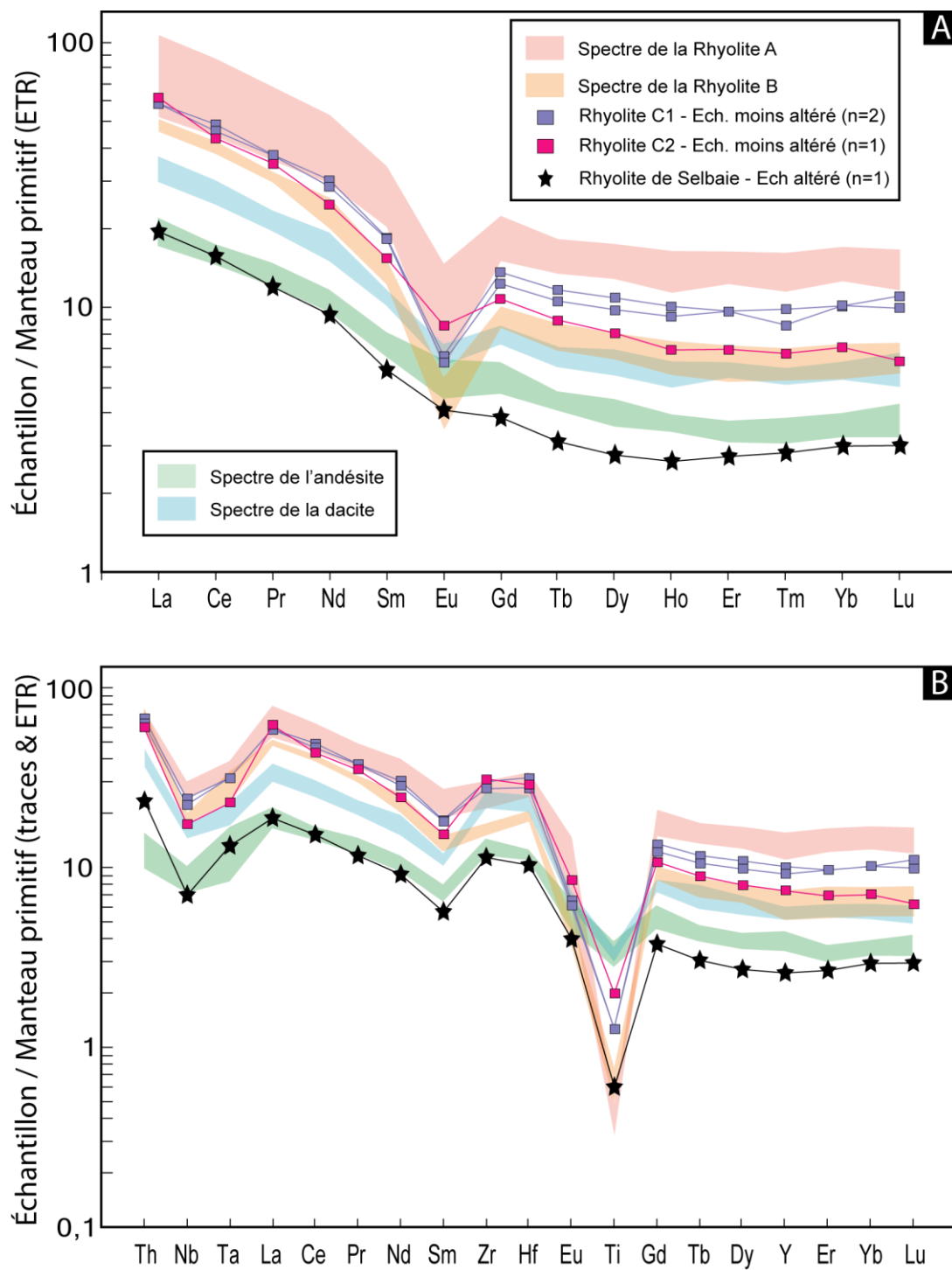


Figure 2.37 : Diagrammes multiéléments (A) des éléments du groupe des terres rares (ETR) et (B) étendu à d'autres éléments traces qui caractérisent la rhyolite de Selbaie en comparaison avec les rhyolites, dacite et andésites de B26. Tous les éléments sont normalisés au manteau primitif (McDonough et Sun, 1995).

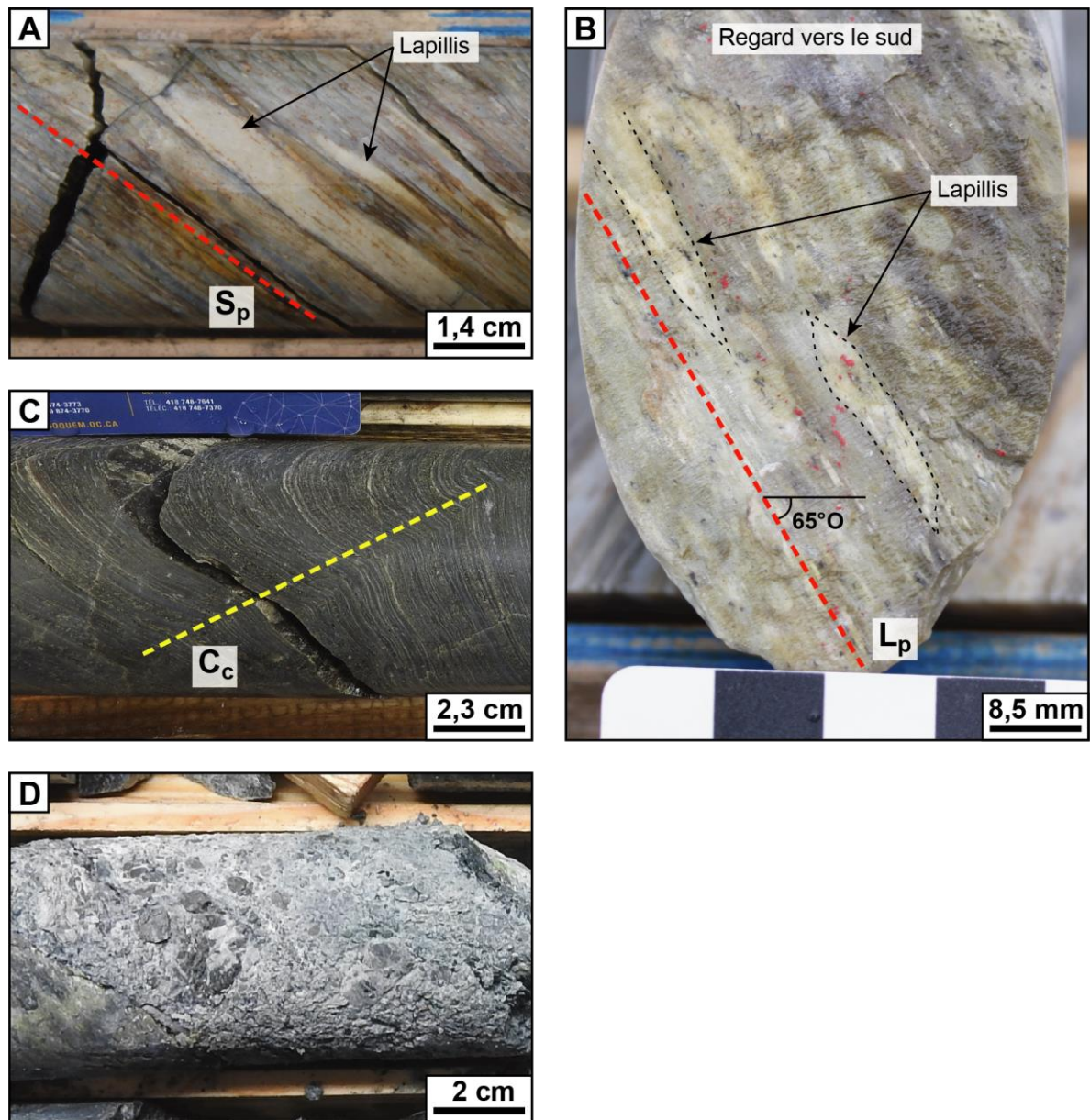


Figure 2.38 : Éléments de déformation vus en carottes de forage.

A) Schistosité principale illustrée dans un faciès de tuf à lapilli de l'unité de rhyolite A de l'éponte supérieure. B) Linéation d'étirement (L_p) qui s'illustre par l'apparence striée et l'axe d'allongement des lapillis sur un plan de séricite parallèle à la schistosité principale. C) Clivage de crénulation qui recoupe la schistosité principale matérialisée par les lamines de séricite. D) Faille à gouge consolidée.

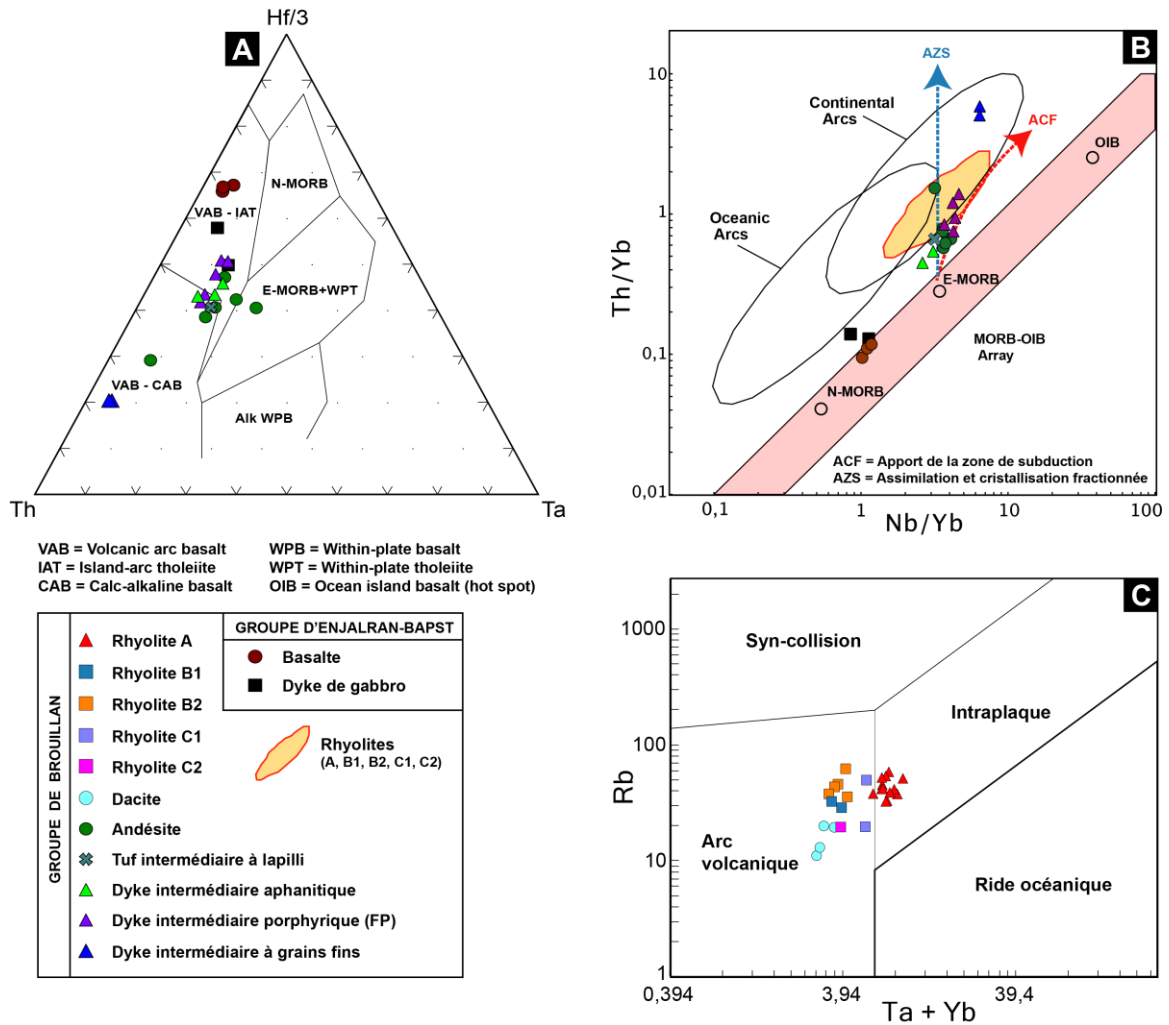


Figure 2.39 : Environnement pétrogénétique des roches volcaniques de B26.

A) Diagramme de discrimination tectonique des basaltoïdes de Wood (1980) qui a été étendu aux roches intermédiaires. B) Diagramme de Pearce et Peate (1995), modifié par Pearce (2008), illustrant l'effet d'une zone de subduction et d'une contamination crustale sur les roches mafiques et intermédiaires de B26. Une enveloppe représentant la signature des rhyolites de B26 a tout de même été intégrée au diagramme à titre informatif. C) Diagramme de discrimination tectonique des granitoïdes de Pearce et al. (1984) qui a été utilisé pour les roches volcaniques felsiques.

CHAPITRE 3 :

ALTERATION HYDROTHERMALE

L'étude de la nature et de la distribution de l'altération hydrothermale des roches volcaniques permet de caractériser la nature des fluides à l'origine de la formation des gîtes de sulfures massifs volcanogènes anciens. La circulation de fluides hydrothermaux implique une interaction fluide/roche importante matérialisée par la mobilité de certains éléments chimiques menant à la formation de minéraux diagnostiques. Le calcul des gains et pertes de ces éléments en plus de la caractérisation minéralogique et texturale des altérations renseignent sur la nature des fluides hydrothermaux. De plus, l'empreinte d'altération hydrothermale des SMV étant plus étendue que le gîte en lui-même, elle constitue un vecteur d'exploration très utile pour mieux cibler la position des gîtes en exploration minérale. Les roches de B26 étant métamorphisées au faciès des schistes verts, la minéralogie des assemblages d'altération a pu être affectée par une recristallisation. Toutefois, les modifications géochimiques engendrées sont considérées comme négligeables.

Des assemblages ont été définis en fonction de la minéralogie et de la proportion modale des différents minéraux d'altération. Plusieurs indices d'altération ont également été utilisés pour discriminer la nature de l'altération et en évaluer l'intensité :

- Indice d'altération en chlorite normative (Alt_Chlo: Trépanier et al., 2015)
 $100 * (\text{Chlorite normative} / \text{Total}^1 \text{ des minéraux de la CONSONORM_LG})$
- Indice d'altération en séricite normative (Alt_Ser: Trépanier et al., 2015)
 $100 * (\text{Séricite normative} / \text{Total}^1 \text{ des minéraux de la CONSONORM_LG})$
- Indice d'altération en pyrophyllite normative (Alt_Pyro: Trépanier et al., 2015)
 $100 * (\text{Pyrophyllite normative} / \text{Total}^1 \text{ des minéraux de la CONSONORM_LG})$
- Indice d'altération en paragonite normative (Alt_Para: Trépanier et al., 2015)
 $100 * (\text{Paragonite normative} / \text{Total}^1 \text{ des minéraux de la CONSONORM_LG})$

- *Hashimoto alteration index* (AI: Ishikawa et al., 1976)
 $100 * (K_2O + MgO) / (K_2O + MgO + Na_2O + CaO)$
- *Chlorite-carbonate-pyrite index* (CCPI: Large et al., 2001b)
 $100 * (MgO + FeO) / (MgO + FeO + Na_2O + K_2O)$
- *Advanced argillic alteration index* (AAAI: Williams et Davidson, 2004)
 $100 * (SiO_2) / (SiO_2 + 10MgO + 10CaO + 10Na_2O)$
- *Carbonate saturation index* (CSI: Kishida et Kerrich, 1987)
 $CO_2 / (CaO + FeO + MgO + MnO)$ molaire; (ISC en français)
- *Carbonate discrimination index* (CDI: Whitehead et Davies, 1988)
 CO_2 / CaO molaire

(Total¹ : Tous les minéraux de la CONSONORM_LG sauf le quartz et les sulfures)

Afin d'illustrer le rôle qu'a joué l'altération hydrothermale sur la mobilité des éléments majeurs, des bilans de masse ont été calculés avec la méthode immobile-immobile (Barrett et MacLean, 1994) à partir des précurseurs modélisés de Trépanier et al. (2016) et sont illustrés en fonction de leur assemblage d'altération. La méthode du précurseur unique (Gresens, 1967; Grant, 1986) n'a donc pas été utilisée dans le cas de B26 et les justifications sont présentées à la section suivante. La mobilité des ETR a également été documentée en fonction des différents assemblages d'altérations par : (1) un diagramme multiéléments normalisé au manteau primitif (cf. McDonough et Sun, 1995), et (2) un diagramme Eu/Eu^* vs $(La/Sm)_N$ (i.e., anomalie en Eu versus pente des ETR légers normalisés par rapport à la composition du manteau primitif).

Pour caractériser la chimie des différents minéraux d'altération (i.e., chlorite, muscovite, carbonate), des microanalyses quantitatives à la microsonde ont été réalisées. Enfin, pour illustrer la distribution spatiale des assemblages d'altération, ils ont été cartographiés en section. La distribution spatiale des bilans de masse a, quant à elle, été représentée le long de profils de forages.

3.1 Choix d'une méthode pour le calcul des bilans de masse

Afin d'avoir un maximum de données et que l'analyse complétée soit représentative spatialement, 21 forages ont été sélectionnés, représentant un total de 680 analyses de roche totale provenant de la base de données de SOQUEM. La technique utilisée est celle de Grant (1986) qui consiste à évaluer les changements de masse (gains et pertes) en éléments mobiles (oxydes majeurs) des échantillons altérés par rapport à un échantillon frais (protolithe) en fixant des éléments assurément immobiles comme référentiels (i.e., Zr, Al, Ti, Y, Nb, Th, Cr). Les calculs et résultats présentés dans ce chapitre ont été obtenus par l'intermédiaire du logiciel Lithomodeleur développé par le Consortium de recherche en exploration minérale (Consorem). L'objet de cette section est de définir quelle est la méthode la plus adaptée entre : (1) l'utilisation d'un précurseur unique choisi, et (2) l'utilisation de précurseurs multiples modélisés (Trépanier et al., 2016).

3.1.1 Précurseur unique (choisi)

L'ensemble des roches volcaniques du membre supérieur de B26 a subi au minimum une faible altération hydrothermale. Par conséquent, l'identification d'un précurseur « frais » est problématique. Néanmoins, une sélection basée sur plusieurs critères, présentés dans le Chapitre 2 (section 2.1), a permis d'obtenir une sélection d'échantillons (n=13) de rhyolite A considérés comme étant les moins altérés. Toutefois, comme illustré à la Figure 3.1, les variations importantes des éléments majeurs, et particulièrement des alcalins, au sein de cette sélection d'échantillon constituent une limite importante à l'utilisation d'un précurseur unique (choisi) pour le calcul des bilans de masse à B26. En effet, privilégier un échantillon plutôt qu'un autre, aux vues des variations existantes, biaiserait dans tous les cas les bilans de masse engendrés. Néanmoins, un échantillon (S249207) a été choisi parmi cette sélection à des fins de comparaison ultérieures avec les méthodes présentées dans la partie suivante.

3.1.2 Précurseurs multiples modélisés

L'alternative est d'utiliser la méthode des précurseurs multiples modélisés (Trépanier et al., 2016). Cette méthode utilise la technique des réseaux neuronaux et calcule, selon une équation complexe non linéaire, la composition initiale en oxydes majeurs (valeurs prédites) d'une roche altérée, à partir de ses rapports d'éléments immobiles (i.e., TiO_2 , Al_2O_3 , Zr, Nb, Th, Cr, Y). L'algorithme se base sur une banque de milliers d'analyses de roches ignées fraîches, de composition variée (GEOROC : *Geochemistry of Rocks of the Oceans and Continents*).

Deux sélections sont donc envisagées quant au choix des éléments immobiles proposés pour la modélisation des précurseurs et le calcul des bilans de masse :

Sélection 1 : Al_2O_3 , TiO_2 , Zr

Sélection 2 : Al_2O_3 , TiO_2 , Zr, Nb, Th, Y

Un essai de modélisation du précurseur de l'échantillon désigné comme le moins altéré (S249207) a été réalisé avec ces deux sélections d'éléments immobiles (Tableau 3.1). La sélection 1 (Al_2O_3 , TiO_2 , Zr) a été privilégiée pour deux raisons. La première concerne son côté plus conservateur des valeurs prédites en TiO_2 et Zr, car le rapport Zr/TiO_2 est important à B26 pour discriminer par exemple les rhyolites A et B (i.e., $\text{Zr}/\text{TiO}_2 \text{ RhyoliteA} = 3283 \pm 228$; $\text{Zr}/\text{TiO}_2 \text{ RhyoliteB} = 1639 \pm 55$: cf. Tableau 2.3). En effet, le rapport Zr/TiO_2 prédit avec la sélection 1 (i.e., 5283), bien que surestimé (car les valeurs de TiO_2 étant très faible à B26, une légère variation aura un effet amplifié sur le rapport Zr/TiO_2), permet toujours de discriminer la rhyolite A de la rhyolite B. Au contraire, le rapport Zr/TiO_2 prédit avec la sélection 2 (i.e., 1635) est identique à celui de la rhyolite B, ce qui constitue un non-sens car le chapitre 2 démontre bien que ces deux rhyolites sont géochimiquement et texturalement différentes. La seconde raison concerne l'immobilité des éléments traces rajoutés à la sélection 2 (i.e., Th, Nb, Y). Dans le chapitre 2 il a été démontré que Y et Th étaient relativement mobiles à B26 (Fig. 2.1, Tableau 2.2), ce qui constitue un frein à leur utilisation. En les utilisant, la modélisation diminue par conséquent l'influence du TiO_2 qui est pourtant l'un des éléments immobiles les plus fiables.

En raison de la difficulté de trouver un précurseur unique (choisi) fiable pour la rhyolite A, l'utilisation de la méthode de modélisation des précurseurs de Trépanier et al. (2016) permet une application généralisée à l'ensemble des unités lithologiques de B26. La Figure 3.2 représente un diagramme de classification basé sur les majeurs (i.e., TAS : Le Bas et al., 1986) dans lequel sont répartis les précurseurs modélisés (selon la sélection 1) et les échantillons analysés plus ou moins altérés (dont le précurseur choisi S249207, et les échantillons de rhyolite A considérés comme les moins altérés). Tous les précurseurs modélisés se situent globalement dans les champs correspondant et forme une ligne relativement droite montrant un enrichissement progressif en alcalins depuis le champ des basaltes jusqu'à celui des rhyolites. Pour la rhyolite A, les valeurs en alcalins prédites sont plus importantes que celles des échantillons les moins altérés. À l'inverse, la concentration en SiO_2 prédite est plus faible. Bien que la méthode des précurseurs modélisée ait été privilégiée pour les raisons déjà évoquées, une possible surestimation des alcalins peut en constituer une limite, tout comme la possible sous-estimation du SiO_2 . En effet, la banque de données (GEOROC) sur laquelle cette méthode se base est composée en grande partie de roches beaucoup plus jeunes. Par conséquent, les rhyolites archéennes de B26, riches en SiO_2 et très pauvres en TiO_2 sont peut-être des compositions primitives primaires pas vraiment adaptées à la modélisation.

Toutefois, en gardant à l'esprit ces limites, les résultats doivent être analysés avec retenue en privilégiant les indicateurs de tendances plutôt que les valeurs absolues. À des fins de comparaison et de validation, des diagrammes binaires (Figs. 3.3 et 3.4) comparant, en abscisse, les bilans de masse obtenus par la méthode des précurseurs modélisés, et en ordonnée, ceux obtenus par la méthode du précurseur unique choisi, ont été réalisés. Il en résulte une assez bonne corrélation globale (Fig. 3.3), avec néanmoins des écarts pour le K_2O et le MgO qui soulignent les limites de chacune des méthodes comme préalablement évoqué. En effet, le K_2O prédit étant plus élevé, le bilan de masse se caractérise préférentiellement par une perte avec la méthode des précurseurs modélisés (Fig. 3.4F). Au contraire, pour le MgO , le fait qu'il soit en quantité anormalement faible dans le précurseur choisi (S249207), résulte en un bilan de masse caractérisé préférentiellement par un gain avec la méthode du précurseur unique (Fig. 3.4D).

Une récente publication de Mathieu (2018) porte un regard critique sur les différentes méthodes de caractérisation de l'altération hydrothermale. Pour les résultats des bilans de masse absolus, exprimés en g/100g de précurseur, elle préconise d'assumer une marge d'erreur de plus ou moins 10% pour SiO₂ et de plus ou moins 1% pour les autres éléments. Cette méthode a donc été appliquée à l'ensemble des unités de l'empilement volcanique afin d'illustrer les changements de masse sur des profils le long de certains forages choisis. Pour la rhyolite A, les bilans de masse seront présentés en fonction des assemblages et sous-assemblages d'altération définis dans la section suivante.

3.2 Caractérisation pétrographique et géochimique des altérations du gîte B26

Cinq forages ont été sélectionnés pour leur représentativité au sein de la section centrale 652950 (+/-50 m) qui recoupe à la fois la minéralisation à cuivre et la lentille principale riche en zinc du gîte B26 (Fig. 2.5). Cela représente un total de 153 échantillons de roche totale qui proviennent des données de la compagnie. La séquence volcanique du gîte B26 est caractérisée par une altération intense développée principalement dans les rhyolites du membre supérieur avec toutefois des portions du membre inférieur qui présentent également cette signature intense en séricite et chlorite (Fig. 3.5). L'élaboration des différents assemblages d'altération a été défini sur la rhyolite A par discrimination minéralogique de l'altération et des proportions des différents minéraux présents. La Figure 3.6 illustre cette discrimination avec les différents indices d'altération normatifs et minéraux normatifs obtenus par la norme SV350 (Trépanier et al., 2015). Ce découpage est cohérent avec la position des échantillons par rapport aux champs des diagrammes de discrimination de l'altération proposés que sont le diagramme d'altération AI vs CCPI de Large (2001b) (Fig. 3.7A), le diagramme d'altération AI vs AAAI de Williams et Davidson (2004) (Fig. 3.7B), et le diagramme Na/AI vs K/AI de Davies et Whitehead (2006) (Fig. 3.7C). La sélection d'échantillons de rhyolite A les moins altérés du gîte (n=13, cf. Chapitre 2), dont l'échantillon S249207 fait partie, ont été représentés sur les différents

diagrammes utilisés afin de mieux se représenter les effets de l'altération. Les indices d'altération en pyrophyllite et paragonite normatives sont présentés à titre informatif sachant qu'aucun de ces deux minéraux n'a été observé en lame mince. Les caractéristiques des assemblages et sous-assemblages définis ci-après sont résumés dans le Tableau 3.2.

3.2.1 Éponte inférieure de la lentille principale

Il est question dans cette partie de documenter les assemblages d'altération identifiés au sein de l'éponte inférieure de la lentille principale et qui affectent préférentiellement les rhyolites A et B ainsi que la partie sommitale du tuf intermédiaire à lapilli.

3.2.1.1 Séricite-chlorite

Cet assemblage d'altération est le plus représenté de l'éponte inférieure du gîte B26. Il est très étendu, stratiforme, et étroitement associé aux zones minéralisées en cuivre et accessoirement en or (Fig. 3.8A). La séricite et la chlorite sont les principaux minéraux d'altération observés. La séricite se présente sous forme de bandes millimétriques alignées dans les plans de schistosité principale ainsi qu'en porphyroblastes de quelques microns disséminés dans la mésostase microcristalline de quartz (Fig. 3.8B, C, D, E). La chlorite se présente également sous forme de bandes massives millimétriques parallèles à la schistosité principale, en amas isolés ou en cristaux disséminés de façon plus ou moins pervasive dans la mésostase (Fig. 3.8C, D, E). Elle forme communément un mélange subtil avec la séricite (Fig. 3.8C, E). Par ailleurs, plusieurs évidences semblent indiquer un remplacement de la chlorite par la séricite (Fig. 3.8D).

Bien que ces minéraux soient les principaux constituants de cet assemblage d'altération, les variations de leur proportion respective permettent de mettre en évidence deux sous-assemblages qui ont une signification spatiale importante. La distinction se fait principalement sur le contenu en chlorite car la séricite est généralement la plus représentée. Elle représente 10 à 30% du volume de

roche ce qui équivaut à un indice d'altération en séricite normative allant de 45 à plus de 70% (Fig. 3.6A).

Séricite \geq chlorite

Le sous-assemblage à séricite \geq chlorite (Fig. 3.8A, B) a été attribué aux échantillons présentant un pourcentage (du volume de roche) de chlorite allant de 10 à 20%. Cette estimation pétrographique s'accompagne de la valeur normative de la chlorite obtenue par la norme SV350 (Trépanier et al., 2016). Cela équivaut à une valeur de l'indice d'altération en chlorite normative supérieure à 30% (Fig. 3.6A). Ce sous-assemblage a également la particularité d'être associé à des valeurs positives de l'indice d'altération en paragonite normative allant de 1 à 5% (Fig. 3.6B) et plus localement des valeurs de l'indice d'altération en pyrophyllite normative allant de 1 à 15%.

Dans le diagramme d'altération (Fig. 3.7A) les échantillons de ce sous-assemblage se situent dans la partie supérieure droite à mi-distance entre les pôles de la chlorite et de la séricite de par les fortes valeurs des deux indices qui s'expliquent bien par les proportions de séricite et de chlorite de ce sous-assemblage ($Al > 90$ et $70 < CCPI < 80$). Dans les diagrammes AAI vs Al (Fig. 3.7B) et Na/Al vs K/Al molaires (Fig. 3.7C) les échantillons se positionnent proche du champ de la muscovite. Le sous-assemblage est caractérisé par un gain fort en Fe_2O_3T , modéré en MgO , et des pertes en Na_2O , K_2O , CaO et SiO_2 , bien que localement des gains en silice soient répertoriés (Fig. 3.9). Les ETR légers ont été lessivés fortement comme le montre l'anomalie négative sur le spectre multiélément (Fig. 3.10). Ce lessivage est associé à la destruction des feldspaths primaires comme le suggère la diminution de l'anomalie négative en europium par rapport aux valeurs moyennes des échantillons les moins altérés (Fig. 3.11).

Chlorite $>$ séricite

Ce sous-assemblage (Fig. 3.8F) est représenté par deux échantillons de rhyolite A qui se démarquent par une proportion de chlorite supérieure à la séricite. Ils correspondent également aux valeurs les plus fortes de pyrophyllite normative.

L'indice CCPI est compris entre 80 et 90% (Fig. 3.7A). Ces deux échantillons sont caractérisés par un gain très fort en Fe_2O_3^T , fort en MgO et variable en SiO_2 , et par des pertes en Na_2O , K_2O et CaO (Fig. 3.9). Ces échantillons présentent également un lessivage important des ETR légers (Fig. 3.10 et 3.11).

Séricite >> chlorite

Le sous-assemblage à séricite >> chlorite (Fig. 3.8G) est caractérisé par un pourcentage (du volume de roche) de chlorite allant de 5 à 10%, ce qui équivaut à une valeur de l'indice d'altération en chlorite normative comprise entre 15 et 30% (Fig. 3.6A). Contrairement au sous-assemblage précédent il n'est pas associé à des valeurs positives d'altération en paragonite et pyrophyllite normatives (Fig. 3.6B).

Dans les différents diagrammes de discrimination de l'altération (Fig. 3.7), les échantillons de ce sous-assemblage ont globalement la même position que le sous-assemblage précédent marqué par un rapprochement vers le pôle de la séricite. Dans la rhyolite A ce sous-assemblage se caractérise par des gains modérés en Fe_2O_3^T et MgO et des pertes importantes en Na_2O , K_2O et SiO_2 , en plus d'un lessivage important des ETR légers (Fig. 3.9, 3.10 et 3.11). La majorité des échantillons de ce sous-assemblage d'altération présentent également un lessivage important des ETR légers à l'exception de la rhyolite B qui, à l'inverse, présente un enrichissement (Fig. 3.11).

3.2.1.2 Séricite-quartz-pyrite

Cet assemblage se compose de 20 à 40% de séricite et de 2 à 5% de pyrite, le tout dans une mésostase presque essentiellement composée de quartz. La séricite se présente en fines lamines micrométriques continues et parallèles, très peu espacées, recoupant la mésostase de quartz (Fig. 3.12C). La pyrite forme des grains très fins sub-automorphes disséminés (Fig. 3.12C, D, E). Cet assemblage apparaît à une vingtaine de mètres stratigraphiquement sous la lentille principale et évolue jusqu'au contact inférieur de la lentille avec une augmentation graduelle de la quantité de grains de pyrite et autres sulfures (p.ex. : sphalérite) disséminés et en veinules, proche de la lentille.

À 1 ou 2 m de la lentille il y a localement une apparition de porphyroblastes de biotite (1-3%) disséminés dans la mésostase, bien visible dans l'échantillon 1274-17-259_447m (Fig. 3.12E).

Il s'agit d'une altération intense caractérisée par un indice d'altération très fort ($AI > 95$) qui situent les échantillons sur le pôle de la séricite dans l'ensemble des diagrammes de discrimination de l'altération (Fig. 3.7A). Toutefois, la quantité importante de pyrite lui confère un indice CCPI plus élevé, ce qui explique la distribution verticale des échantillons du pôle séricite vers le pôle chlorite/pyrite. Cet assemblage présente une perte forte en Na_2O , faible en K_2O et CaO et un gain modéré en $Fe_2O_3^T$ qui s'explique par la présence importante de pyrite et localement de biotite (Fig. 3.9). Le bilan est nul pour le SiO_2 mais généralement cet assemblage est caractérisé par une perte en SiO_2 comme l'indique la médiane. Cet assemblage présente également un lessivage des ETR légers, bien qu'un peu plus modéré que l'assemblage à séricite-chlorite (Fig. 3.10 et 3.11).

3.2.1.3 Séricite-(±chlorite)-albite-carbonate

Il s'agit d'un assemblage d'altération peu défini qui se présente à la fois dans les épontes inférieure et supérieure de la lentille principale, au sein de plusieurs lithologies différentes. Il se compose de 5 à 20% de séricite, d'une quantité faible et variable de chlorite (2-5%), de 2-10% de plagioclase (albite : analyse EDS : Annexe E.3), et est parfois caractérisé par une valeur de l'indice de saturation des carbonates (ISC) importante expliquée par la présence accessoire de carbonates révélés par le calcul normatif (SV350) et confirmé par la pétrographie tels que des carbonates de fer, de la dolomite et plus rarement de la calcite. La séricite est généralement pervasive au sein de la mésostase formant à la fois des lamines parallèles aux plans de schistosité (Fig. 3.13A) et des micro-porphyroblastes disséminés sans orientation préférentielle. Localement, surtout à proximité de la lentille, de la pyrite disséminée est présente (Fig. 3.12F).

Il s'agit d'une altération d'intensité faible à modérée selon les indices d'altération ($60 < AI < 80$) dont les échantillons sont globalement distribués sur la ligne pointant vers le pôle de la séricite dans les différents diagrammes de caractérisation de l'altération (Fig. 3.7). Sur le diagramme d'altération

Al vs CCPI (Fig. 3.7A) une partie de la population a un Al plus faible expliqué par la présence plus importante d'albite, comme illustré par les rapports molaires Na/Al et K/Al (Fig. 3.7C). Cet assemblage est caractérisé par un léger gain en CaO et MgO (potentiellement dû à la présence de calcite et dolomite) et des pertes importantes en Na₂O, K₂O et SiO₂ (Fig. 3.9). Cet assemblage ne présente aucune évidence d'un lessivage des ETR légers, mais simplement une anomalie négative en Eu liée à la séricitisation modérée (Fig. 3.10 et 3.11).

3.2.2 Éponte supérieure de la lentille principale

Les trois principaux assemblages d'altération qui affectent les rhyolites A, B et C de l'éponte supérieure de la lentille principale sont dominés par l'altération en feldspath potassique, par l'albitisation et par l'altération en carbonate de fer. La principale unité du gîte étant aphyrique et recristallisée très finement, l'identification pétrographique de l'albite et du feldspath potassique est très difficile. Les minéraux normatifs obtenus par le calcul de la norme SV350 (Fig. 3.6C, E) ont permis de mettre en évidence des quantités importantes de ces deux espèces de feldspath comme constituants majeurs de la mésostase de la rhyolite A de l'éponte supérieure en plus du quartz. Afin de confirmer la présence de ces minéraux, des cartographies chimiques ont été réalisées par l'intermédiaire d'un microscope électronique à balayage sur des zones homogènes de la mésostase de la rhyolite A. Les cartographies chimiques (Figs. 3.14 et 3.15) supportées par des analyses EDS ponctuelles (Annexe E.3) de l'échantillon 1274-17-259_488m (Fig. 3.16B,D) corroborent l'estimation normative (33% orthose et ~10% albite) de la norme SV350. Par conséquent l'albite et l'orthose normatives de la norme SV350 ont été utilisées avec confiance pour la définition des différents assemblages d'altération de l'éponte supérieure.

3.2.2.1 Feldspath potassique (Fp-K)

Cet assemblage d'altération est caractérisé par la présence importante (>20%) de feldspath potassique (Fig. 3.6 C). Ce dernier se présente en mélange pervasif avec le quartz et l'albite dans la

mésostase microcristalline de la rhyolite A (Figs. 3.14, 3.15 et 3.16D). Les proportions variables d'albite, de séricite, de pyrite et de carbonates qui sont associées au feldspath potassique ont permis de définir trois sous-assemblages d'altération. De par sa proximité avec la lentille principale, cet assemblage est localement l'hôte de minéralisations, disséminées et/ou en veinules, de zinc-plomb-(argent).

Feldspath potassique

Ce sous-assemblage d'altération se caractérise par la présence importante de feldspath potassique (>30%) et par une part mineure d'albite (<10%), le reste de la mésostase étant constitué essentiellement de quartz (Figs. 3.6C,E, 3.14, 3.15, et 3.16B,D). Les feldspaths potassiques se présentent en amas massifs plus ou moins mélangés avec l'albite ainsi qu'en remplissage intergranulaire des grains de quartz de la mésostase (Fig. 3.15). Dans la rhyolite B, le feldspath potassique est associé à de la biotite qui se développe généralement en bordure des phénocristaux de quartz et feldspath (Figs. 3.16E et 2.24F).

Les échantillons se situent au sein du pôle feldspath potassique des diagrammes Al vs CCPI et Na/Al vs K/Al (Fig. 3.7A, C). Ce sous-assemblage se caractérise par des gains en SiO₂ et K₂O, et des pertes en Fe₂O₃^T, MgO et CaO pour la rhyolite A (Fig. 3.9). Les ETR légers sont globalement immobiles (Fig. 3.11).

Feldspath potassique – séricite – pyrite

Ce sous-assemblage se caractérise principalement par une proportion de feldspath potassique toujours importante (>30%), et par une proportion de séricite allant de 5 à 20%, le reste étant principalement du quartz, une faible part d'albite (0-5%) et 2 à 3% de pyrite disséminée ou autre sulfure tel que la sphalérite (Figs. 3.6C, D, E et 3.16A).

Les échantillons présentent un indice d'altération fort (Al>90%) et se distribuent entre les pôles séricite et feldspath potassique des diagrammes Al vs CCPI et Na/Al vs K/Al (Fig. 3.7A, C). De plus, leur indice AAAI est élevé, tout comme l'assemblage à séricite-quartz-pyrite, avoisinant les 95%

(Fig. 3.7B). Ce sous-assemblage est caractérisé par un gain important en K_2O et SiO_2 et faible en $Fe_2O_3^T$ (pyrite), et des pertes fortes en Na_2O et faibles en MgO et CaO (Fig. 3.9). Il ne présente aucune évidence d'un lessivage des ETR légers, mais simplement une anomalie négative en europium liée à la séricitisation modérée (Figs. 3.10 et 3.11).

Feldspath potassique – albite – (pyrite)

Ce sous-assemblage se caractérise principalement par une proportion de feldspath potassique (20-30%) et d'albite (10-20%) importante (Fig. 3.6C, E), le reste étant principalement du quartz et une faible quantité variable (1-3%) de pyrite disséminée (Figs. 3.6D et 3.16C) avec présence locale de veinules de magnétite et de carbonates de fer (Fig. 3.16C).

Les échantillons présentent un indice d'altération modéré ($60 < AI < 80$) et se distribuent vers le pôle du feldspath potassique des diagrammes AI vs $CCPI$ et Na/AI vs K/AI (Fig. 3.7A, C). Les valeurs de l'indice $AAAI$ sont également modérées ($75 < AAAI < 85$; Fig. 3.7B). Ce sous-assemblage est caractérisé par des gains en K_2O , SiO_2 et $Fe_2O_3^T$ (pyrite, magnétite), et des pertes fortes en Na_2O (bien que plus faible que les sous-assemblages précédents) et faibles en MgO et CaO (Fig. 3.9). Les ETR légers sont immobiles, il y a simplement une diminution de la concentration des ETR lourds et légers (Figs. 3.10 et 3.11) du fait du gain de masse important engendré notamment par la silicification, ainsi qu'une augmentation de la valeur de l'anomalie en europium liée à l'albitisation (Fig. 3.11).

3.2.2.2 Albitisation

Cet assemblage est associé aux roches les moins altérées de l'éponte supérieure et se caractérise par une proportion en albite supérieure à celle du feldspath potassique (Fig. 3.6C, E). L'aspect visuel (teinte) de la rhyolite est plus homogène (Fig. 3.16F) comparé au fluage de teintes de coloration caractéristique des sous-assemblages à feldspath potassique dominant (Fig. 3.16B, C). Dans les différents diagrammes binaires de minéralogie normative (Fig. 3.6D, E) les valeurs en pyrite et CO_2 normatif sont essentiellement dues à la présence de veinules de carbonates de fer associées à de la magnétite et de la pyrite et/ou pyrrhotite (voir description de l'assemblage décrit plus bas) qui

recoupent la rhyolite A, et il est difficile d'éliminer ces veinules lors de l'échantillonnage de par leur quantité.

Dans les diagrammes Al vs CCPI et Na/Al vs K/Al (Fig. 3.7A, C) les échantillons se situent sur la ligne albite-feldspath potassique et tendent vers le pôle de l'albite. Les ETR sont immobiles (Fig. 3.10), il y a simplement une augmentation variable de la valeur de l'anomalie en europium liée à l'albitisation (Fig. 3.11). La sélection d'échantillons les moins altérés de rhyolite A sont affectés par l'albitisation, et par conséquent cette observation justifie l'utilisation des précurseurs modélisés pour le calcul des bilans de masse (voir section 3.1).

3.2.2.3 Altération en carbonates

L'éponte supérieure de la lentille principale est marquée par une altération ferrugineuse à carbonates (Fe-Mg-Mn), sulfures et oxydes qui se présente à la fois sous forme de veines, veinules, brèches et par remplacement pervasif.

Veines et veinules à carbonates de fer-magnétite-pyrite-pyrrhotite-biotite

Un réseau de veinules transposées (Fig. 3.17A) recoupe la partie de la rhyolite A d'aspect aphanitique située à l'aplomb de la lentille principale au sein de l'assemblage d'altération pervasif à feldspath potassique. Elles contiennent généralement des carbonates (Fe-Mg-Mn), de la pyrite, de la magnétite, et de la biotite (Fig. 3.17A, B). Il y a également une famille de fractures tardives qui recoupe la schistosité principale selon plusieurs plans souvent orthogonaux (Fig. 3.17B). Ces dernières sont généralement remplies de porphyroblastes de biotite (Fig. 3.18A, B). Ces veinules évoluent localement dans le même secteur au stade de veines dès lors qu'elles se font remplir par du quartz, et de ce fait l'assemblage initial se retrouve déplacé aux épontes de la veine (Fig. 3.17B). Ces veines sont en partie tardives car elles recoupent les veinules de biotite perpendiculaires à la schistosité principale (Fig. 3.17B).

Brèches à matrice de carbonate de fer et magnétite

Cet assemblage apparaît sous forme de brèche à fragments anguleux de rhyolite A flottant dans une matrice massive composée principalement de carbonates de Fe-Mg-Mn (détails dans section 3.4.3), de grains fins automorphes de magnétite et localement de pyrrhotite (Fig. 3.17C, D, E, F). Généralement, les fragments de rhyolite sont totalement préservés de l'altération et se retrouvent alignés dans la schistosité principale (Fig. 3.17F). Dans la zone située proche de la lentille principale, de la biotite est également présente en bordure des fragments (Figs. 3.17D et 3.18A, B), avec localement des quantités accessoires de sphalérite et pyrite.

Une de ces brèches a été échantillonnée et l'échantillon (50% d'encaissant) tend vers le pôle de l'albite dans le diagramme Na/Al vs K/Al (Fig. 3.7C) et présente une signature mixte entre carbonate de fer et albite sur le diagramme Al vs CCPI (Fig. 3.7A).

À priori il pourrait s'agir d'une bréchification hydraulique d'une lave initialement cohérente ou bien du remplissage inter-fragmentaire (i.e., remplacement) d'une brèche volcanique autoclastique.

Altération pervasive en carbonates de fer

Il s'agit d'un niveau semi-massif à massif d'épaisseur variable (1 à 8 m) composé de carbonates de fer, principalement de la sidérite et de l'ankérite (détails dans section 3.4.3), de magnétite disséminée, et de 2 à 5% de stilpnomélane en amas de cristaux aciculaires (Fig. 3.18F). Il se met en place par remplacement partiel du sommet de la rhyolite C (reliques de phénocristaux de quartz) qui était probablement fragmentaire, puis possiblement par exhalaison ou par remplacement total (Fig. 3.18C, D, E). Un nombre important de veines de quartz blanc massives recoupent communément cette unité.

3.3 Distribution spatiale des assemblages d'altération

L'ensemble des données lithogéochimiques disponibles dans les forages récents de la section principale (652950 +/- 50m), en plus de la caractérisation pétrographique et lithogéochimique réalisée sur certains forages choisis, a permis de représenter la distribution spatiale des assemblages d'altération en section (Fig. 3.19). De plus, une représentation sous forme de profils le long de cinq forages choisis (1274-17-266 : Fig. 3.20 ; 1274-17-255 : Fig. 3.21 ; 1274-16-226 : Fig. 3.22 ; 1274-17-259 : Fig. 3.23 ; 1274-14-209 : Fig. 3.24) faisant partie de la section principale (652950 +/- 50m : Fig. 3.19), ont été réalisés afin d'illustrer la distribution spatiale des changements de masse engendrés par l'altération en fonction des faciès volcaniques, des teneurs en cuivre, or, zinc et argent, des différents indices d'altération sélectionnés, et des proportions de certains minéraux d'altération normatifs obtenus par le calcul de la norme SV350 (Trépanier et al., 2015). Il est à noter que sur la section principale de grande échelle (Fig. 2.5), le détail des textures volcaniques de la rhyolite A n'a pas été représenté par manque de corrélation. Toutefois, ce niveau de détail est représenté individuellement dans les cinq profils de forage présentés dans ce chapitre.

3.3.1 Éponte inférieure

Le sous-assemblage à séricite \geq chlorite affecte la rhyolite B, et principalement la rhyolite A surtout à la base de l'unité le long du contact stratigraphique (est-ouest) avec la rhyolite B en surface et avec le tuf intermédiaire en profondeur (Figs. 3.19, 3.20 et 3.22). Ce niveau se corrèle dans la plupart des forages à des zones minéralisées en cuivre et accessoirement en or. Il apparaît également proche du contact avec l'éponte supérieur dès lors que la lentille principale est présente. Ce sous-assemblage semble être la combinaison d'une mise en place discordante par un potentiel conduit synvolcanique, bien que la transposition E-O soit importante, et d'une mise en place en partie concordante contrôlée par la nature perméable des faciès autoclastiques. Ce sous-assemblage a été cartographié différemment pour les échantillons qui contiennent des valeurs supérieures à 2% en pyrophyllite normative (remplissage de fond vert au lieu des points noirs sur fond blanc) et leur

distribution spatiale semble d'avantage corrélée à une mise en place discordante (Fig. 3.19). Il est important de mentionner que l'échantillonnage lithogéochimique a été effectué de façon régulière (au maximum aux 30m par la compagnie) le long de la carotte de forage, et il semblerait qu'il ne permette pas une représentation optimale de la relation spatiale existant entre ce sous-assemblage d'altération et la minéralisation à cuivre-or. En effet, la caractérisation pétrographique détaillée des carottes de forage a permis de mettre en évidence que le sous-assemblage à séricite \geq chlorite constitue, en grande partie, le halo proximal des veines de chalcopryrite (Fig. 3.8A). Par conséquent, l'espacement des échantillons ne permet pas une lecture précise et juste de cette relation sur les profils des trous de forage, sur lesquels les valeurs des métaux proviennent d'un échantillonnage continu.

Le sous-assemblage caractérisé par une proportion de chlorite supérieure à celle de la séricite (chlorite > séricite) se retrouve localement à plusieurs endroits, dans la rhyolite B (Fig. 3.22), la rhyolite C, le tuf intermédiaire à lapilli, et notamment dans la rhyolite A, en profondeur, proche du contact avec la lentille principale dans le trou 1274-17-255 (Figs. 3.19 et 3.21) ainsi qu'à d'autres endroits. Il n'a pas pu être cartographié, principalement par manque de continuité et manque d'échantillons disponibles, en partie à cause de la maille d'échantillonnage.

Le sous-assemblage à séricite >> chlorite affecte partiellement la rhyolite A et la rhyolite B de l'éponte inférieure et correspond à un halo un peu plus distal à la minéralisation que le sous-assemblage précédent. Certains dykes synvolcaniques de rhyolite A et rhyolite B recoupant les unités intermédiaires de l'éponte inférieure sont également affectés par cette altération (1274-17-266 : Figs. 3.19 et 3.20). Au sein de l'unité principale de rhyolite A, ce sous-assemblage semble être plus diffus et avoir été contrôlé préférentiellement par la perméabilité et porosité des faciès fragmentaires.

L'assemblage à séricite-quartz-pyrite affecte uniquement l'éponte inférieure de la rhyolite A. Il a une épaisseur maximale d'environ 30 m au centre de la lentille (1274-17-259 : Fig. 3.19) et se biseaute progressivement en profondeur alors qu'en surface il disparaît (ou s'amincit très finement) au profit du sous-assemblage à feldspath-K-séricite-pyrite (1274-14-209 : Fig. 3.19). Il s'agit donc d'une altération concordante et proximale et à la lentille principale.

L'assemblage d'intensité modérée à séricite-(chlorite)-albite-carbonate se présente à la fois dans l'éponte inférieure et supérieure de la lentille principale (Fig. 3.19). Dans l'éponte inférieure, il apparaît au centre de la rhyolite A et localement à proximité de la lentille principale. Dans la partie centrale, il affecte un niveau de 5 à 10 m d'épaisseur (1274-17-259_218m : Fig. 3.23), relativement continue en profondeur, présentant une texture sphérolitique et ayant la singularité d'être d'affinité transitionnelle. Proche de la lentille principale, l'assemblage d'altération est présent exclusivement dans le forage 1274-17-266 (Figs. 3.19 et 3.20) au dépend de l'altération à séricite-quartz-pyrite. Dans l'éponte supérieure, il est présent localement dans les niveaux volcanoclastiques (y compris le tuf à cristaux) des rhyolites A et B (Figs. 3.19 et 3.24), en remplacement pervasif partiel de la mésostase.

3.3.2 Éponte supérieure

Le sous-assemblage d'altération pervasive à feldspath potassique se développe de façon concordante localement au sein des rhyolites A et B de l'éponte supérieure (Figs. 3.19, 3.23 et 3.24). Dans la rhyolite A il est présent dans la zone aphanitique, communément sphérolitique, située juste à l'aplomb de la lentille principale sur environ 10 à 20 m en épaisseur vraie (1274-17-259 : Fig. 3.19) ainsi que localement sur 2 à 5 m de part et d'autre du contact entre la rhyolite A et la rhyolite B (1274-14-209 : Fig. 3.19).

Le sous-assemblage à feldspath-K-séricite-pyrite affecte également la rhyolite A de façon pervasive et concordante, principalement au niveau de la zone de contact entre l'éponte inférieure et supérieure en périphérie de la lentille principale, proche de la surface sur la section type (Fig. 3.19). Il s'agit de l'équivalent stratigraphique de l'assemblage à séricite-quartz-pyrite proche de la surface. Le forage 1274-14-209 traverse ce sous-assemblage (Fig. 3.24).

Le sous-assemblage à feldspath-K-albite-(pyrite) se distribue de façon similaire aux précédents mais avec une étendue plus importante dans l'éponte supérieure. Ce sous-assemblage est un stade intermédiaire et transitoire vers l'albitisation dominante qui apparaît aux dépens des

feldspaths potassiques à mesure que l'on s'éloigne de la lentille principale. Il forme donc une enveloppe plus large et étendue verticalement (Fig. 3.19). Dans le forage 1274-17-226 (Fig. 3.22) ce sous-assemblage d'altération est l'hôte d'une remobilisation d'une partie de la sphalérite sous forme de veines et brèches chaotiques.

L'albitisation affecte plus ou moins l'ensemble de l'éponte supérieure du gîte B26 tout comme les roches de la base intermédiaire de la séquence volcanique. Il y a une corrélation spatiale entre les proportions d'albite et de feldspath potassique par rapport à la lentille principale. Cette altération est donc distale et pervasive et semble être le résultat d'une recristallisation métamorphique des plagioclases comme c'est le cas pour les roches du gisement Selbaie (Taner, 2000). Les plagioclases initialement calco-sodiques ont été recristallisés en albite pure créant une libération du calcium.

L'altération en carbonates (Fe-Mg-Mn) de type veinules et veines recoupe préférentiellement les assemblages à feldspath potassique dans une enveloppe assez proximale à la lentille principale. En revanche, le faciès de brèches dominées par les carbonates (Fe-Mg-Mn) et la magnétite affecte les rhyolites A et C (1274-14-209 : Fig. 3.24) de l'éponte supérieure à plusieurs niveaux stratigraphiques de façon plus ou moins discordante. Enfin, le niveau massif de carbonates (Fe-Mg-Mn) se met en place par remplacement partiel puis total (ou bien par exhalaison) principalement au sommet de la première unité de rhyolite C de l'éponte supérieure du gîte et occasionnellement à sa base (Fig. 3.24).

3.3.3 Indice d'altération en phyllosilicates normatifs

Afin d'illustrer l'intensité de l'altération en section (section 652950E : Fig. 3.25) et en carte (niveau 0m : Fig. 3.26A; niveau -200m : Fig. 3.26B), l'indice d'altération en phyllosilicates normatifs ($Alt_Phyllo : 100 * ((Mg-Chlorite * 0,75 + Fe-Chlorite + Séricite + Paragonite + Pyrophyllite) / \text{Total des minéraux de la Norme SV350 sauf quartz et sulfures})$ de la Norme SV350 (Trépanier et al., 2015) a été modélisé (modèles numériques par interpolation sphéroïdale à rayon, ou *range*, de 200 m) par l'intermédiaire du logiciel *Leapfrog Geo*.

Bien que la modélisation soit biaisée par la maille d'échantillonnage des forages analysés pour la lithogéochimie (ronds noirs sur les figures), la distribution spatiale de l'indice d'altération Alt_Phylo se corrèle bien avec les zones minéralisées. Sur la carte du niveau -200m (Fig. 3.26B), les valeurs maximales de l'indice forment un potentiel conduit discordant rattaché à la base de la lentille de SMV principale et dont l'orientation est globalement à N50-55°.

3.4 Composition chimique des minéraux d'altération

La composition chimique des minéraux d'altération présents dans les roches altérées des environnements de SMV constitue la signature indirecte des caractéristiques intrinsèques des fluides hydrothermaux, même dans les roches métamorphisées (p.ex. : Large et al., 2001b; Hannington et al., 2003; Dubé et al., 2014). La présente étude vise simplement à documenter les compositions ponctuelles de certains assemblages d'altération ainsi que des minéralisations, mais la faible quantité de données ne permet pas une représentation continue des variations chimiques. Des microanalyses quantitatives ont été réalisées à la microsonde. L'ensemble des résultats d'analyses sont présentés à l'Annexe D.

3.4.1 Séricite

Un total de 39 analyses de micas blancs (i.e., séricite) a été réalisé à la microsonde sur 14 échantillons prélevés dans différentes unités des épontes inférieures et supérieures du gîte B26, ainsi que dans des veines minéralisées. Les séricites du gîte B26 ont une composition hybride entre la muscovite et la phengite (Fig. 3.27C). De par leur contenu en FeO, MgO et Al₂O₃ (Fig. 3.27A, B) deux familles se distinguent l'une de l'autre.

La première (1) est plus riche en Al₂O₃ (30-35%), pauvre en FeO (<3%) et présente une variation évolutive de la quantité de MgO (0,8-3%). Elle concerne les unités felsiques et intermédiaires de l'éponte inférieures affectées par les assemblages d'altération à séricite-chlorite et

séricite-quartz-pyrite, ainsi que l'unité de tuf felsique à cristaux altéré en séricite-(chlorite)-carbonate-albite de l'éponte supérieure. L'augmentation de la quantité de MgO se corrèle à une transition du sous-assemblage à séricite \geq chlorite vers les assemblages à séricite-quartz-pyrite et séricite-(chlorite)-albite-carbonate (Fig. 3.27B). Les échantillons, provenant des veines à Cu-Au et de la lentille de SMV principale (Zn-Pb-Ag), se situent dans cette famille et en particulier dans la portion riche en MgO (Fig. 3.27). Une particularité notable, la séricite provenant de la veine de chalcoppyrite la plus riche en or est plus riche en FeO et MgO que celle moins enrichie (Fig. 3.27A, B).

La seconde (2) famille est plus appauvrie en Al_2O_3 (28-30%), et beaucoup plus enrichie en FeO (5,5-7%). Elle concerne, la partie supérieure semi-massive (SSMV) de la lentille principale (Zn-Pb-Ag), et le réseau de veines à carbonates-magnétite-pyrite-biotite qui affecte les assemblages proximaux à feldspath potassique de l'éponte supérieure de la lentille. Un échantillon de rhyolite A (1274-17-259_447m) de l'assemblage d'altération à séricite-quartz-pyrite fait également partie de cette famille. Il est singulier car il se trouve à 3 m sous la lentille principale, et est caractérisé par la présence de 1-3% de biotite. Finalement, l'enrichissement en FeO est caractéristique d'une enveloppe de plus ou moins 10 m de part et d'autre de la lentille de SMV principale.

Pour l'ensemble des séricites analysées (Annexe D.2) le rapport $Na/(Na+K)$ est faible (0,01-0,06), et le pourcentage de MnO est en moyenne de 0,005%, à l'exception du sous-assemblage à séricite-quartz-pyrite (proximal à la lentille de SMV principale) dans lequel il est de 0,25%. Enfin, le BaO est légèrement plus enrichi (0,2-0,5%) dans le tuf intermédiaire et dans le dyke de rhyolite B qui le recoupe.

3.4.2 Chlorite

Un total de 31 analyses de chlorites a été réalisé à la microsonde (Annexe D.1), sur 10 échantillons prélevés dans différentes unités de l'éponte inférieure, dans des veines minéralisées à Cu-Au, et dans la lentille de SMV principale à Zn-Pb-Ag. Les chlorites ont une composition de type ripidolite (Fig. 3.28C).

Deux familles se distinguent par leur concentration en FeO et MgO. La première (1) a une concentration en FeO comprise entre 25 et 32% et une concentration en MgO variant de 10 à 15% (Fig. 3.28B). Elle caractérise l'ensemble des altérations de la rhyolite A de l'éponte inférieure, les tufs intermédiaires (le tuf distal présente la signature la plus appauvrie en FeO et MgO), un échantillon de SMV de la lentille principale, un échantillon de veine de chalcopryrite faiblement enrichie en or et un autre très enrichi en or. La seconde (2) se caractérise par des concentrations plus importantes en FeO (34-38%) et SiO₂ (22,5-23,5%), et plus faible en MgO (6-8%) (Fig. 3.28A, B). Elle caractérise la rhyolite B de l'éponte inférieure, altérée en séricite \geq chlorite, et un échantillon de veine de chalcopryrite très enrichie en or (Fig. 3.28A, B). Il est important de noter qu'à proximité de la lentille principale la concentration en Al₂O₃ diminue, comme le montre la Figure 3.28A pour l'échantillon de rhyolite A altéré en séricite-quartz-pyrite-(biotite) (situé à 3 m sous la lentille principale) et l'échantillon de SMV de la lentille principale.

3.4.3 Carbonate

Un total de 32 analyses de carbonates a été réalisé à la microsonde (Annexe D.3) sur 8 échantillons afin de caractériser la chimie des carbonates des différents assemblages d'altération qui en contiennent. Deux échantillons proviennent de veines de chalcopryrite riches en or (1274-17-239_1112m ; B26-23_144m), deux autres proviennent de la lentille de SMV principale (1274-17-250_294m ; 1274-17-259_451m), un autre de la partie supérieure semi-massive de la lentille (1274-17-259_454m), un de la zone de veines à carbonates-magnétite-pyrite-biotite (1274-17-259_462m), un autre du tuf felsique à cristaux (1274-17-259_511m), et enfin un échantillon appartient à l'unité de tuf intermédiaire distale (1274-17-266_82m).

Les carbonates du gîte B26 présentent des variations chimiques importantes avec des teneurs élevées en fer, magnésium et manganèse. Les carbonates présents dans la matrice de la lentille de SMV principale correspondent à un assemblage hétérogène de dolomite ferrière à légèrement manganifère, d'ankérite manganifère, de sidérolésite manganifère et de pistomésite

également manganifère (Figs. 3.29E, F et 3.30A, B). L'éponte supérieure semi-massive de la lentille est caractérisée par l'absence de calcium et se compose alors principalement de sidéroléite et pistomésite manganésifères qui forment des grains fins noirâtres en lumière naturelle transmise non analysée (Fig. 3.29C, D). La matrice des veines et brèches à carbonate-magnétite-pyrite-biotite qui affectent l'éponte supérieure du gîte sont également principalement composées de sidéroléite et pistomésite manganifères avec une part plus restreinte d'ankérite manganifère (Fig. 3.30B). Les veines de chalcopryrite riches en or présentant une gangue en partie carbonatée sont composées de quantités variables de calcite, de sidéroléite et pistomésite manganifères, et d'ankérite manganifère (Fig. 3.30B). Enfin, les carbonates présents dans le tuf felsique à cristaux sont principalement de la dolomite ferrifère et légèrement manganifère, et les carbonates présents dans le tuf intermédiaire à lapilli distal de l'éponte inférieure sont principalement de la calcite (Fig. 3.30A).

Au final, la zonalité des carbonates observée à B26 (sidérite au coeur de la Zone à cuivre-or; carbonates très riche en Mn-Fe dans la lentille de SMV principale; Mn-dolomite/Mn-ankérite plus on s'éloigne dans l'éponte supérieure; et de la calcite de façon distale) est en cohérence avec ce qui est déjà documenté dans la littérature pour la chimie des carbonates en contexte de SMV (p. ex. : Matabi, Sturgeon Lake : Franklin et al., 1975).

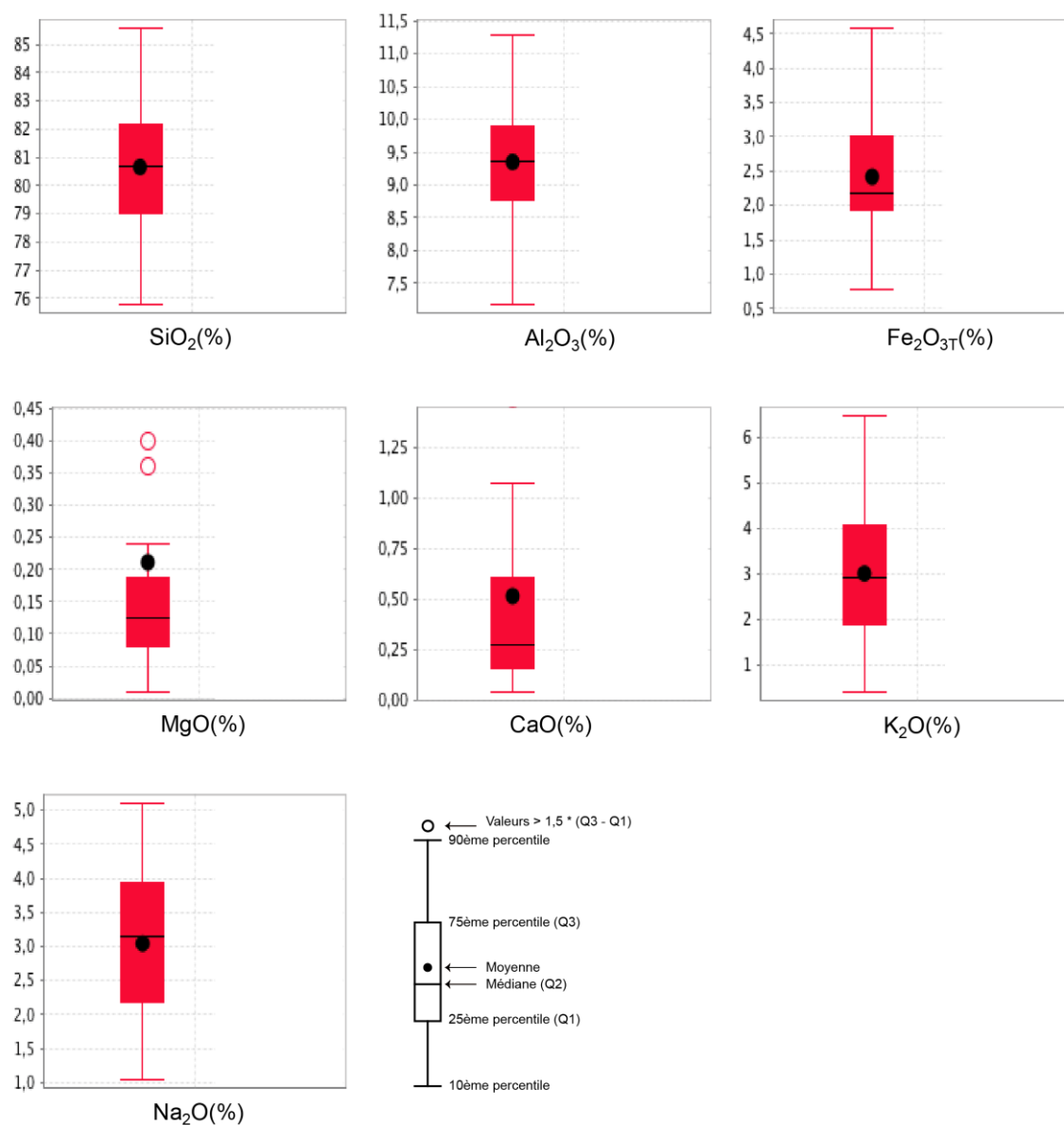


Figure 3.1 : Représentation de la variabilité des oxydes majeurs au sein des échantillons (n=13) caractérisés comme les moins altérés de la rhyolite A.

Tableau 3.1 : Composition géochimique du précurseur unique choisi pour la rhyolite A (valeurs analysées), valeurs prédites du précurseur par la méthode de Trépanier et al. (2016) selon les deux possibilités de sélection, et résultats des bilans de masse obtenus.

Majeurs (%)	Rhy A (S249207)	Sélection 1 : Précurseur modélisé	Sélection 1 : Bilan de masse (g/100g)
SiO ₂	79,8	75,8	-1,02
CaO	0,5	0,47	0
Fe ₂ O ₃ ^T	2,05	2,04	-0,12
MgO	0,18	0,63	-0,46
Na ₂ O	4,11	4,17	-0,31
K ₂ O	2,64	4,41	-1,94
TiO ₂	0,08	0,06	
Zr (ppm)	247	317	
Bilan de masse total			-6,22

Majeurs (%)	Rhy A (S249207)	Sélection 2 : Précurseur modélisé	Sélection 2 : Bilan de masse (g/100g)
SiO ₂	79,8	75,8	40,51
CaO	0,5	0,007	0,72
Fe ₂ O ₃ ^T	2,05	2,1	0,59
MgO	0,18	0,48	-0,22
Na ₂ O	4,11	3,23	2,76
K ₂ O	2,64	3,32	0,53
TiO ₂	0,08	0,17	
Zr (ppm)	247	278	
Bilan de masse total			45,74

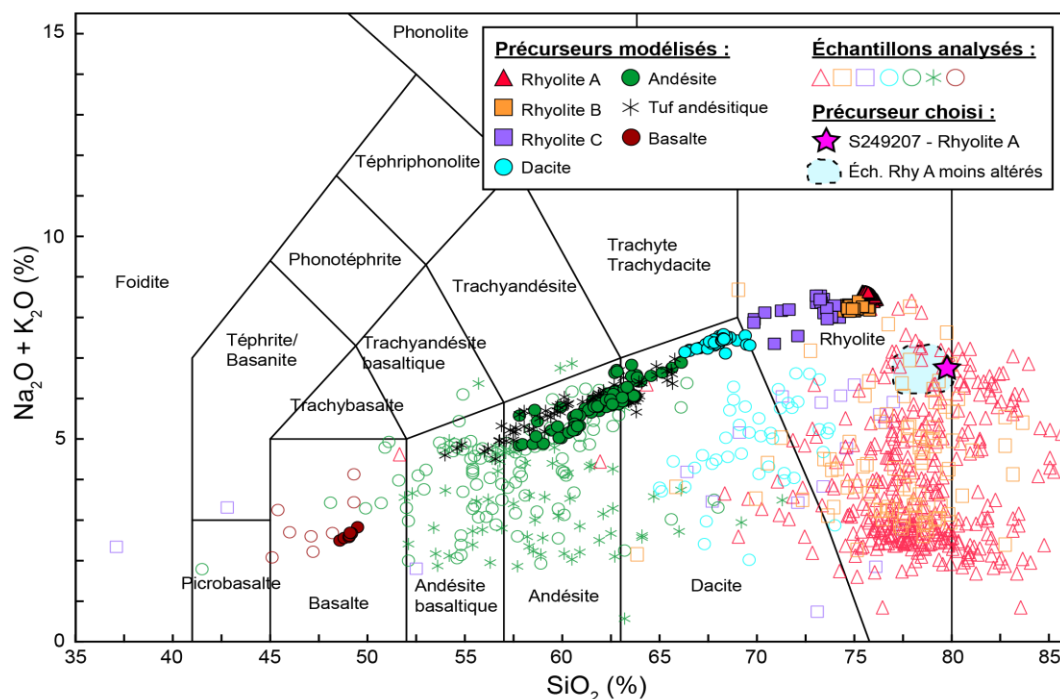


Figure 3.2 : Diagramme de classification TAS (*total alkali-silica*) de Le Bas et al. (1986) illustrant les échantillons analysés, plus ou moins altérés, des différentes unités du gîte B26 et leurs valeurs prédites calculées par la méthode de modélisation des précurseurs de Trépanier et al. (2016).

Le précurseur choisi (S249207) et les échantillons les moins altérés de la rhyolite A ont été mis en évidence.

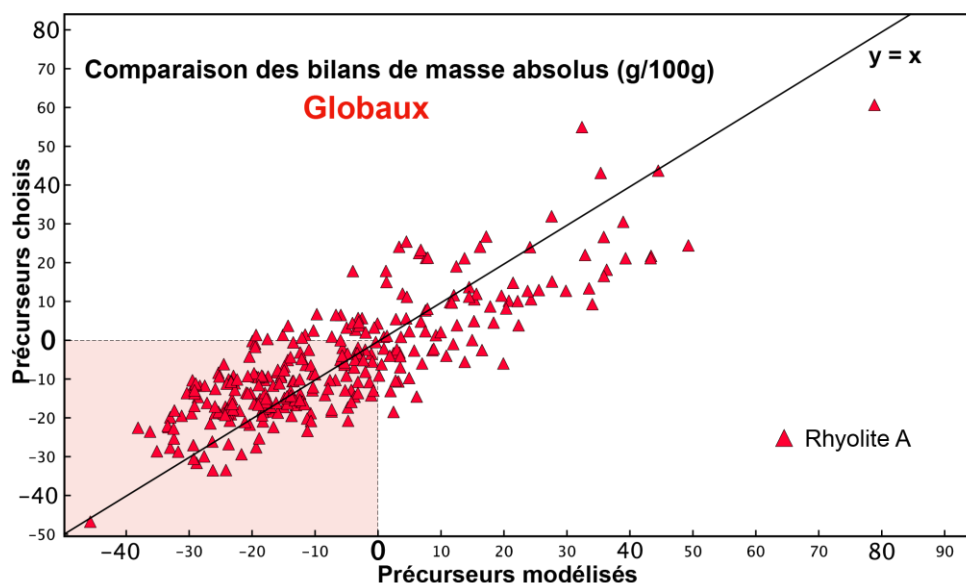


Figure 3.3 : Droite de corrélation des résultats des bilans de masse globaux (g/100g) obtenus pour la rhyolite A en comparant la méthode des précurseurs modélisés de Trépanier et al. (2016) avec celle des précurseurs choisis.

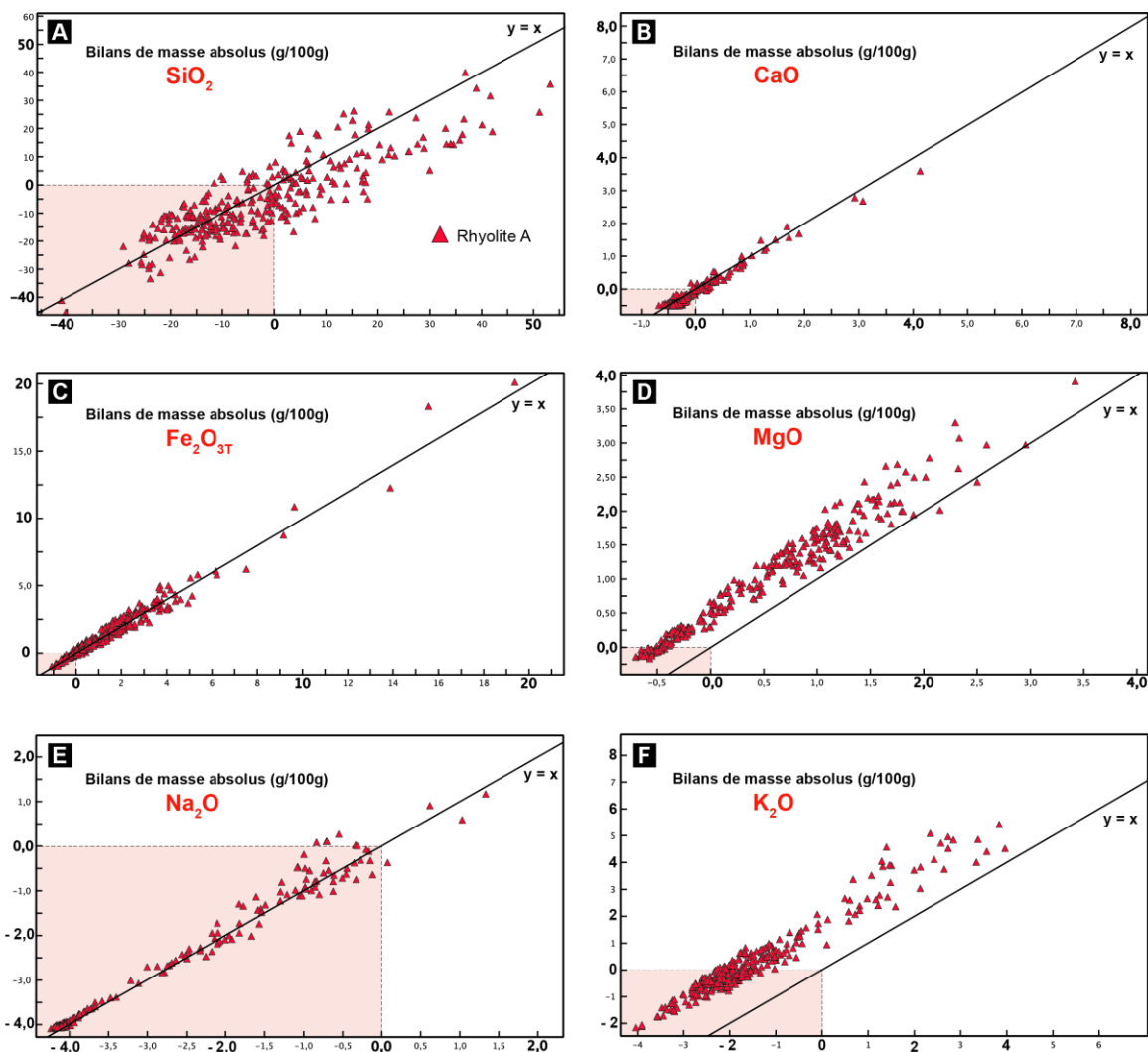


Figure 3.4 : Droites de corrélation des résultats des bilans de masse (g/100g) obtenus pour la rhyolite A en comparant la méthode utilisant les précurseurs modélisés (abscisse) de Trépanier et al. (2016) avec celle utilisant le précurseur choisi S249207 (ordonnée).

A) SiO_2 . B) CaO . C) Fe_2O_{3T} . D) MgO . E) Na_2O . F) K_2O .

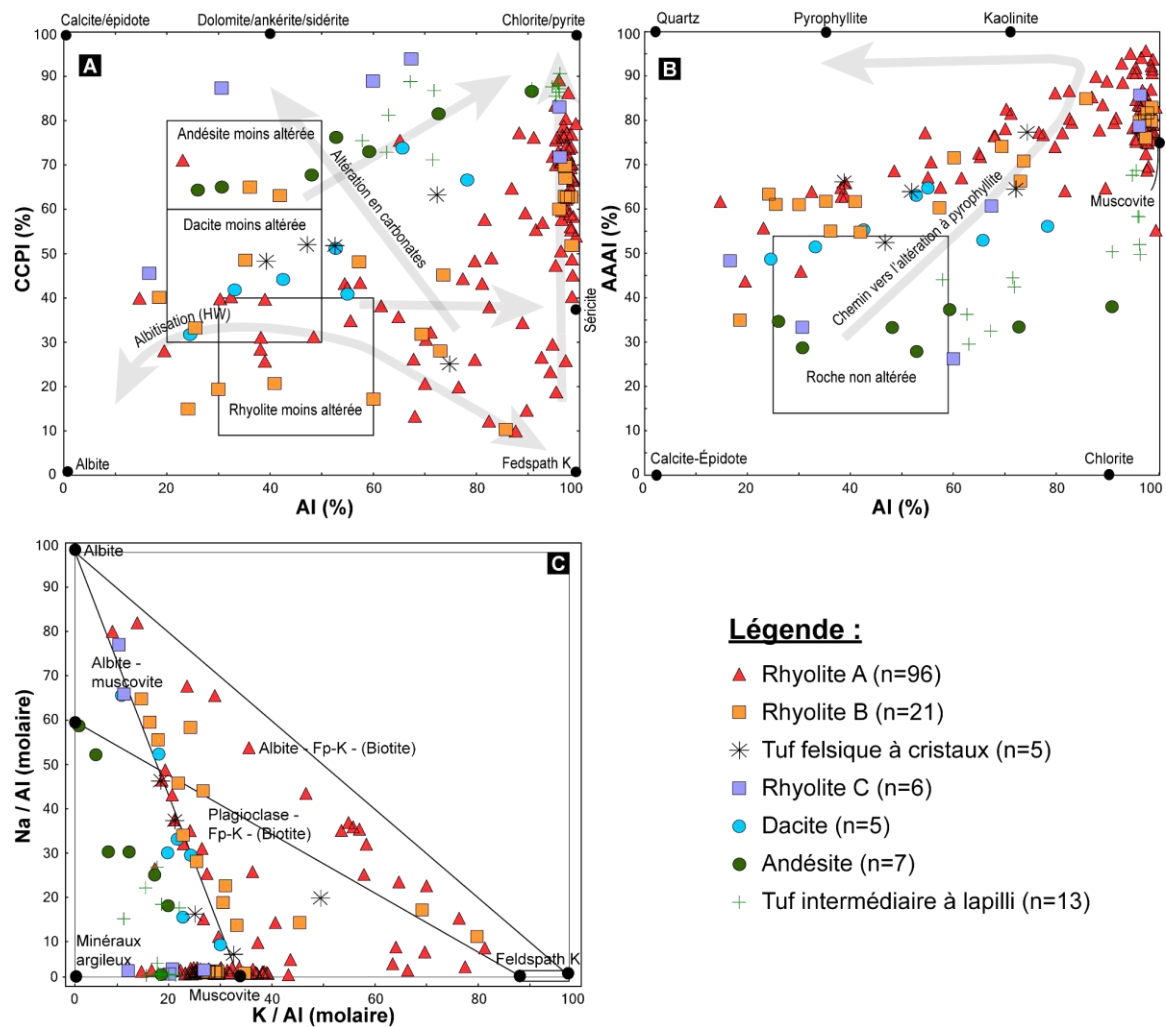


Figure 3.5 : Planche illustrant les principaux diagrammes d'altération et de minéralogie utilisés pour les roches du gîte B26.

A) Diagramme d'altération AI vs CCPI (Large et al., 2001b). B) Diagramme d'altération AI vs AAAI (Williams et Davidson, 2004). C) Rapports molaires K/Al vs Na/Al (Davies et Whitehead, 2006).

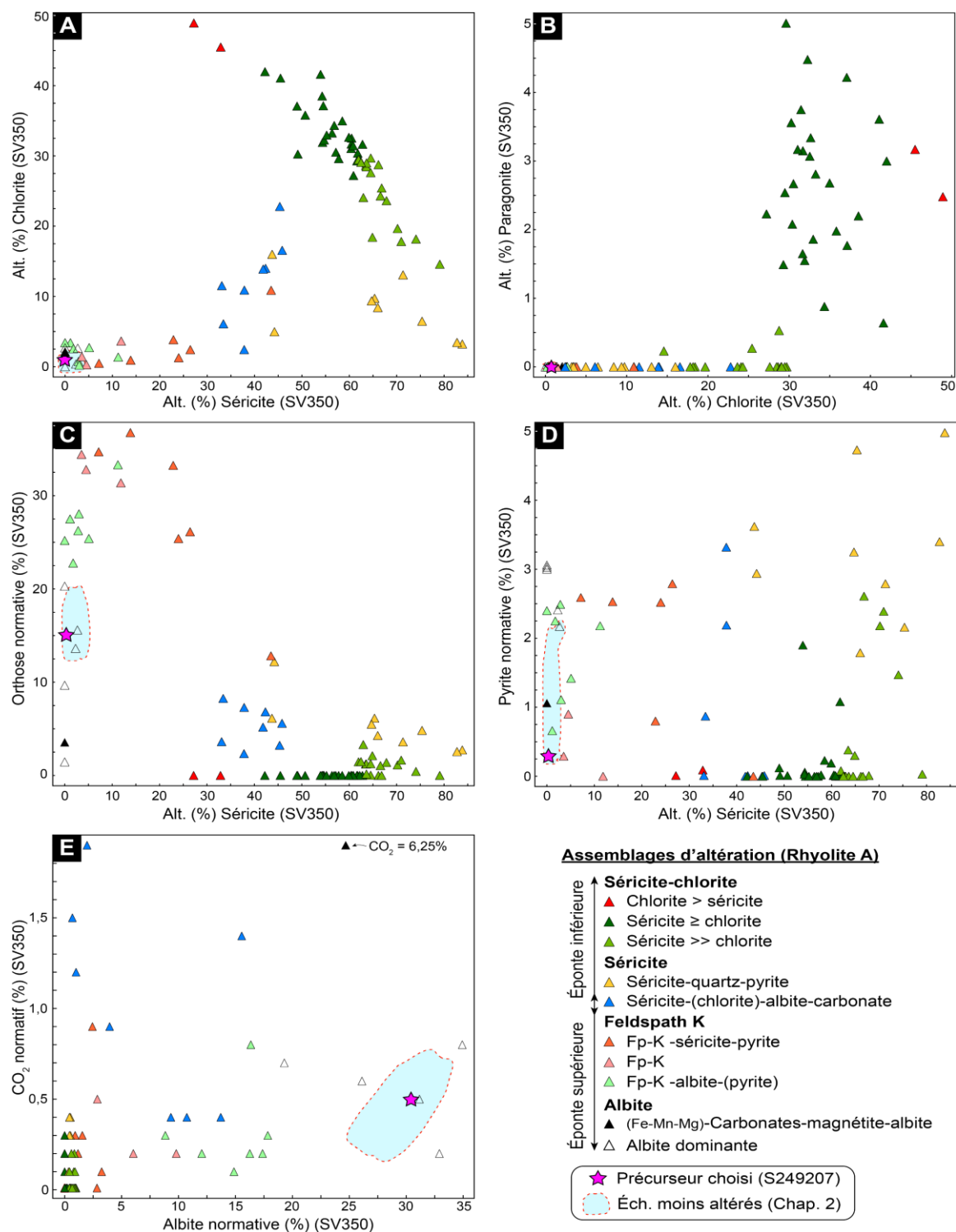


Figure 3.6 : Discrimination des assemblages d'altération par les indices d'altération et la minéralogie normative (Norme SV350 : Trépanier et al., 2016).

A) Alt. Chlorite vs Alt. Séricite (%). B) Alt. Paragonite vs Alt. Chlorite (%). C) Orthose normative vs Alt. Séricite (%). D) Pyrite normative vs Alt. Séricite (%). E) CO₂ normatif vs Albite normative (%).

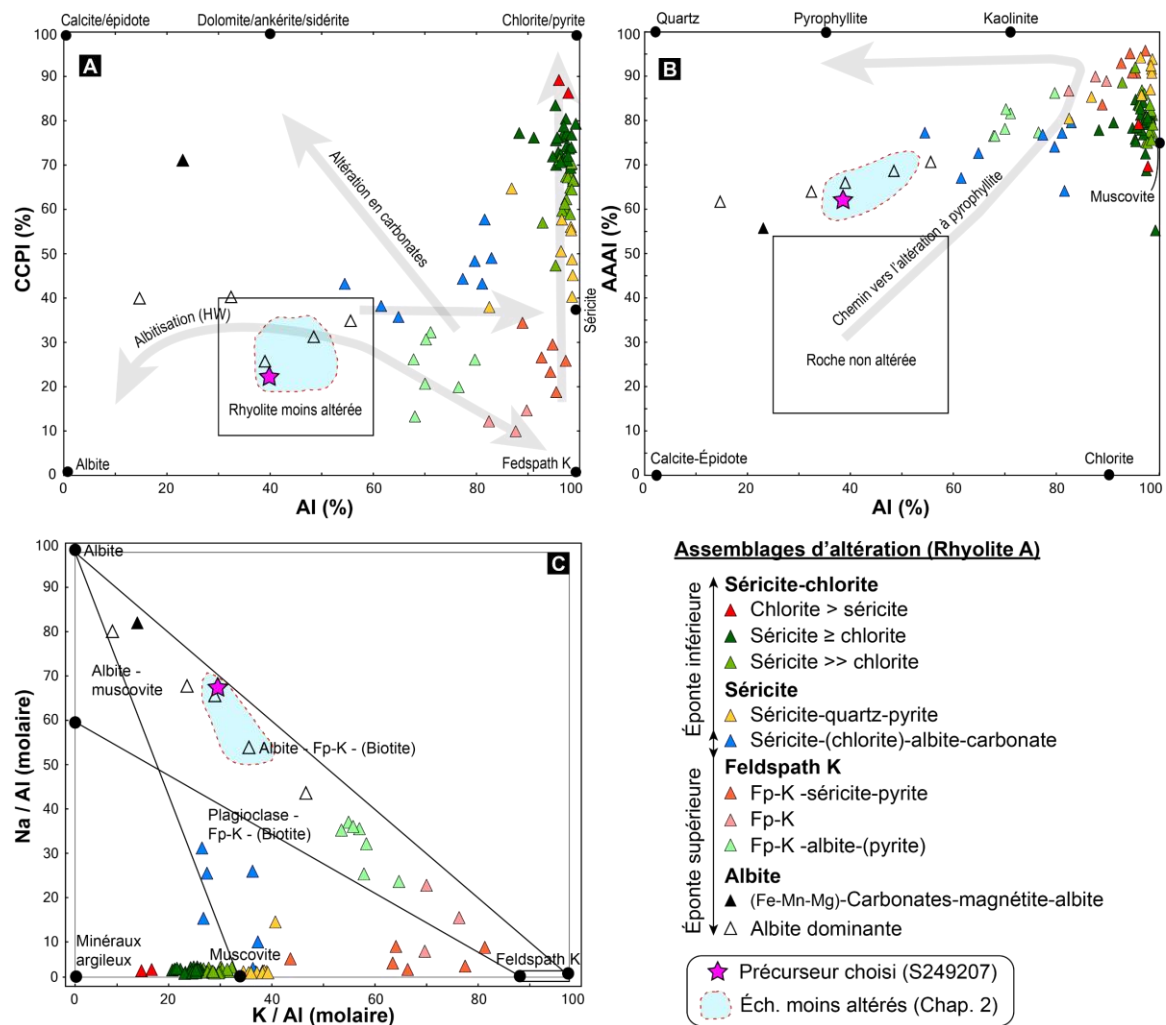


Figure 3.7 : Planche illustrant les assemblages d'altération déterminés pour la rhyolite A en fonction des principaux diagrammes d'altération et de minéralogie utilisés.

A) Diagramme d'altération AI vs CCPI (Large et al., 2001b). B) Diagramme d'altération AI vs AAAI (Williams et Davidson, 2004). C) Rapports molaires K/Al vs Na/Al (Davies et Whitehead, 2006).

Tableau 3.2 : Assemblages et sous-assemblages d'altération du gîte B26.

Assemblages d'altération	Sous-assemblages	Minéraux principaux (% vol.)	Minéraux secondaires	Bilan de masse	Géométrie
Séricite-chlorite	Chlorite > Séricite	15 < Chlorite < 25% 5 < Séricite < 20% (Reste = quartz)	pyrite, chalcopyrite	G : Fe ₂ O _{3T} , MgO, SiO ₂	stratiforme et discordant
				L : Na ₂ O, K ₂ O, CaO, L-REE	
	Séricite ≥ chlorite	15 < Séricite < 20% 10 < Chlorite < 20% (Reste = quartz)	pyrite, chalcopyrite	G : Fe ₂ O _{3T} , MgO	discordant
				L : Na ₂ O, K ₂ O, CaO, SiO ₂ , L-REE	
	Séricite >> chlorite	20 < Séricite < 30% 5 < Chlorite < 10% (Reste = quartz)	pyrite, chalcopyrite, sphalérite	G : Fe ₂ O _{3T} , MgO	stratiforme et discordant
				L : Na ₂ O, K ₂ O, CaO, SiO ₂ , L-REE	
Séricite-quartz-pyrite		20 < Séricite < 40% 2 < Pyrite < 5% (Reste = quartz)	chlorite, carbonate, biotite, sphalérite	G : Fe ₂ O _{3T}	stratiforme
				L : Na ₂ O, K ₂ O, CaO, (SiO ₂), L-REE	
Séricite-(chlorite)-albite-carbonate		5 < Séricite < 20% 2 < Chlorite < 5% 2 < Albite < 10% (Reste = quartz)	carbonate, pyrite, Feldspath-K	G : CaO, (Fe ₂ O _{3T} , MgO)	stratiforme et discordant
				L : Na ₂ O, K ₂ O, SiO ₂	
Feldspath-K	Feldspath-K	Feldspath-K > 30% 0 < Albite < 10% (Reste = quartz)	pyrite, sphalérite, galène	G : SiO ₂ , K ₂ O	stratiforme
				L : Na ₂ O, Fe ₂ O _{3T} , MgO, CaO	
	Feldspath-K - Séricite-Pyrite	Feldspath-K > 20% 5 < Séricite < 20% 0 < Albite < 5% 2 < Pyrite < 3% (Reste = quartz)	pyrite, sphalérite	G : SiO ₂ , K ₂ O, Fe ₂ O _{3T}	stratiforme
				L : Na ₂ O, MgO, CaO	
	Feldspath-K - Albite-Pyrite	20 < Feldspath-K < 30% 10 < Albite < 20% 1 < Pyrite < 3% (Reste = quartz)	sphalérite, galène	G : SiO ₂ , K ₂ O, Fe ₂ O _{3T}	stratiforme
				L : Na ₂ O, MgO, CaO	
Albite	Albite dominante	20 < Albite < 50%	Feldspath-K, carbonate		Regional (diffus et pervasif)
Carbonates	Veines et brèches à Carbonate-magnétite-(biotite)-pyrite	(Fe-Mg-Mn)-Carbonates (sidéroplesite, pistomésite, ankerite, dolomite), Magnétite, Pyrite, (Biotite)	sphalérite, pyrrhotite	G : SiO ₂ , Fe ₂ O _{3T} , CaO, MgO, Na ₂ O	discordant
				L : K ₂ O	
	Carbonates semi-massifs à massifs	(Fe-Mg-Mn)-Carbonates (sidéroplesite, pistomésite, ankerite, dolomite), Magnétite	pyrite, pyrrhotite, stilpnomélane, chlorite	G : Fe ₂ O _{3T} , SiO ₂ , CaO, MgO, Na ₂ O	stratiforme
				L : K ₂ O	

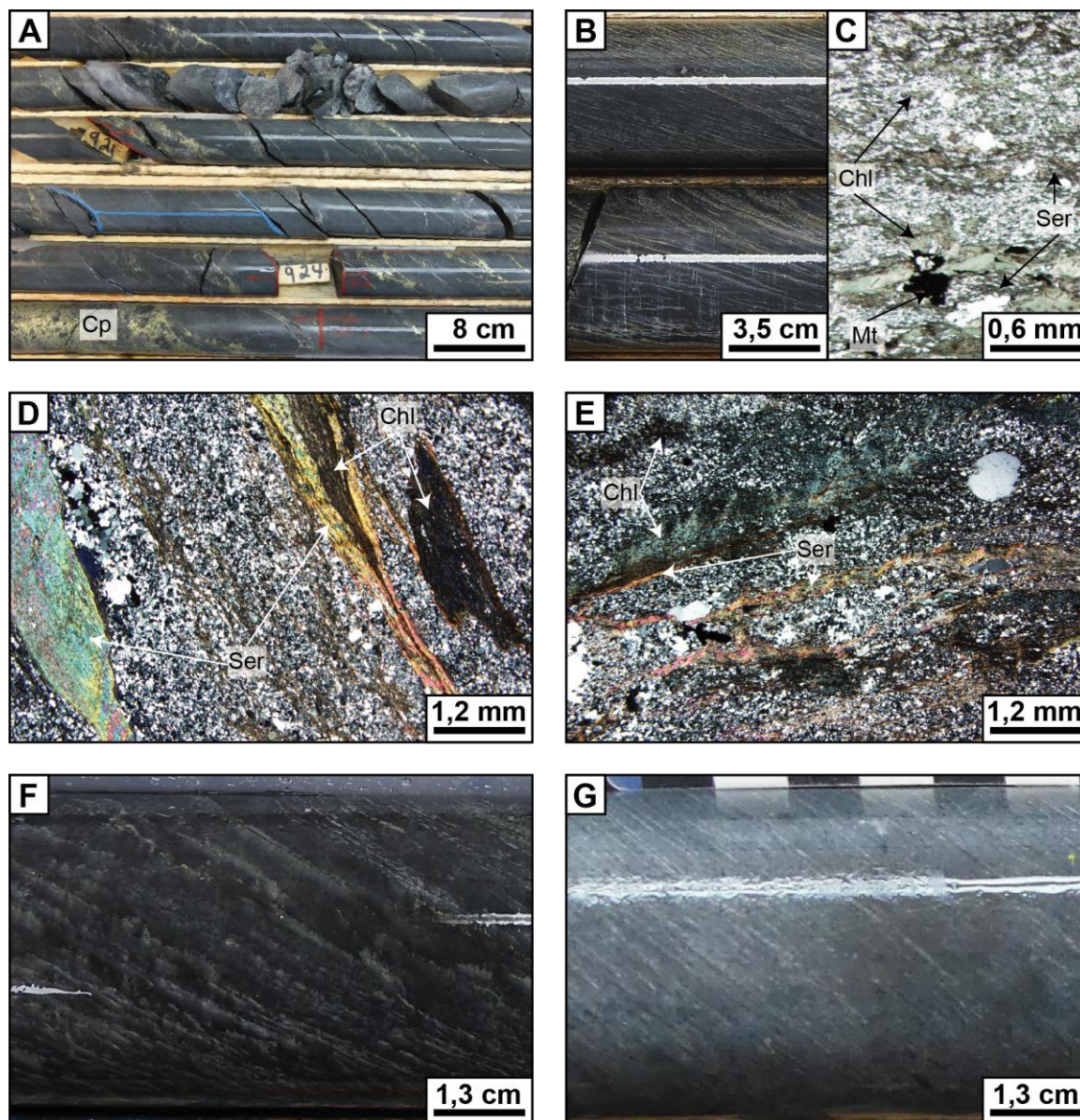


Figure 3.8 : Photomontage illustrant l'assemblage d'altération dominé par la séricite et la chlorite dans l'éponte inférieure du gîte B26.

A) Sous-assemblage à séricite>chlorite, proximal à la minéralisation à cuivre-or (1274-17-269_921m). B) Sous-assemblage à séricite>chlorite affectant la rhyolite A (1274-17-259_324m). C) proche de la minéralisation à cuivre-or. C,D) Photographie microscopique du sous-assemblage à séricite>chlorite dans la rhyolite A (D : 1274-17-266_572m, Lumière transmise naturelle ; E : 1274-17-259_137m, Lumière transmise polarisée). E) Photographie microscopique du sous-assemblage à chlorite>séricite dans la rhyolite B de l'éponte inférieure (1274-17-259_43m), Lumière transmise polarisée. F) Sous-assemblage à chlorite>séricite affectant la rhyolite A (1274-17-255_728m). G) Sous-assemblage à séricite>>chlorite affectant la rhyolite A (1274-17-266_482m).

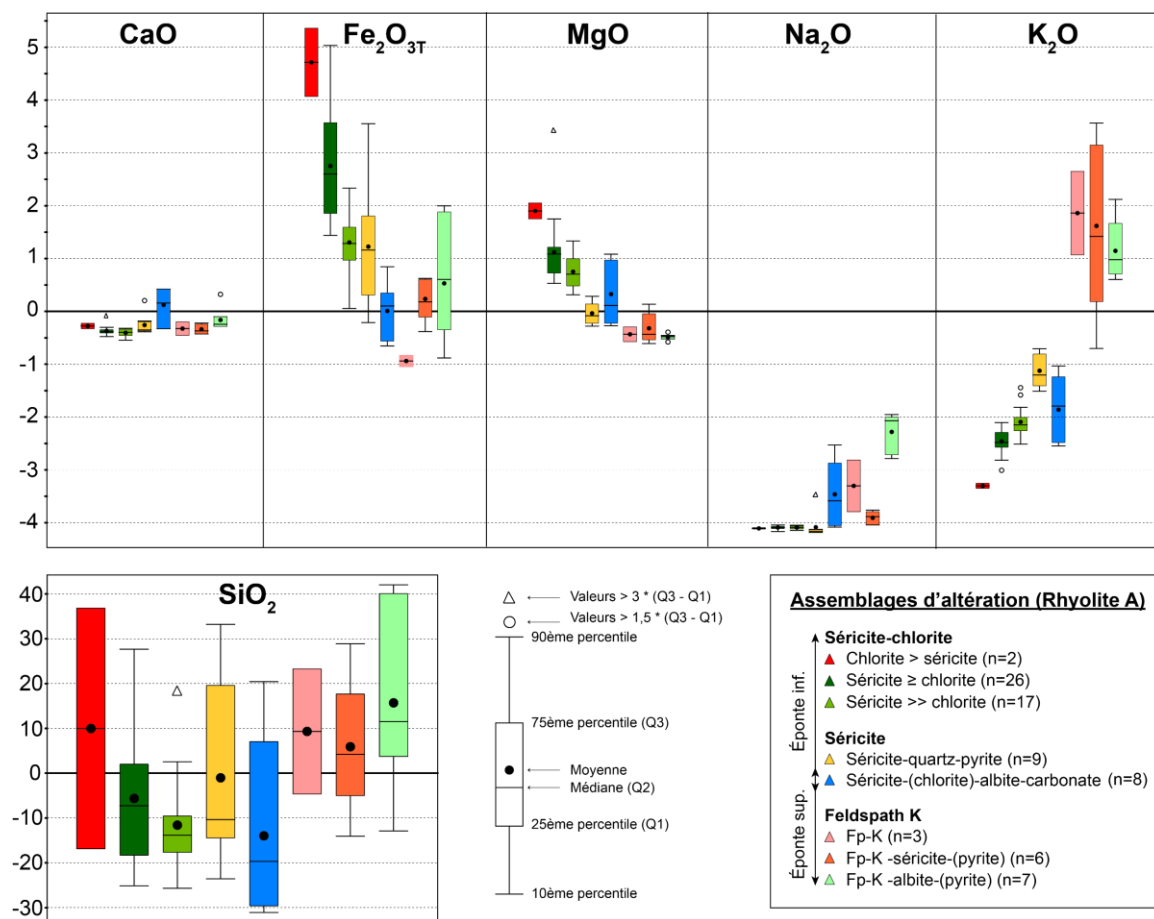


Figure 3.9 : Bilans de masse (g/100g) calculés par la méthode des précurseurs modélisés de Trépanier et al. (2016) pour les assemblages d'altération de la rhyolite A.

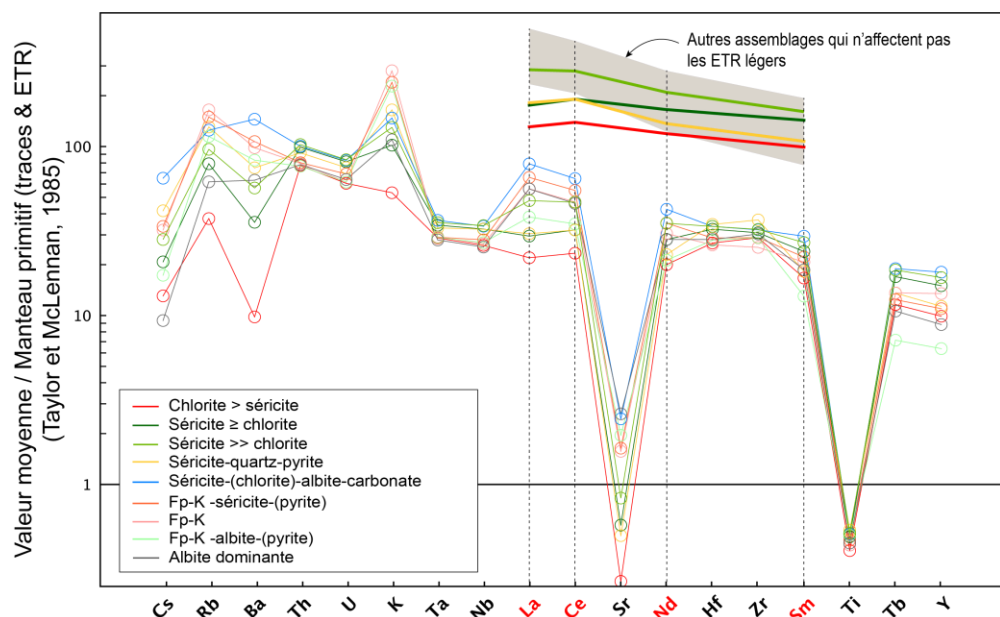


Figure 3.10 : Profils multiéléments moyens des différents assemblages d'altération illustrant le lessivage des ETR légers des altérations de l'éponte inférieure, en particulier le lanthane. Données normalisées au manteau primitif selon Taylor et McLennan (1985).

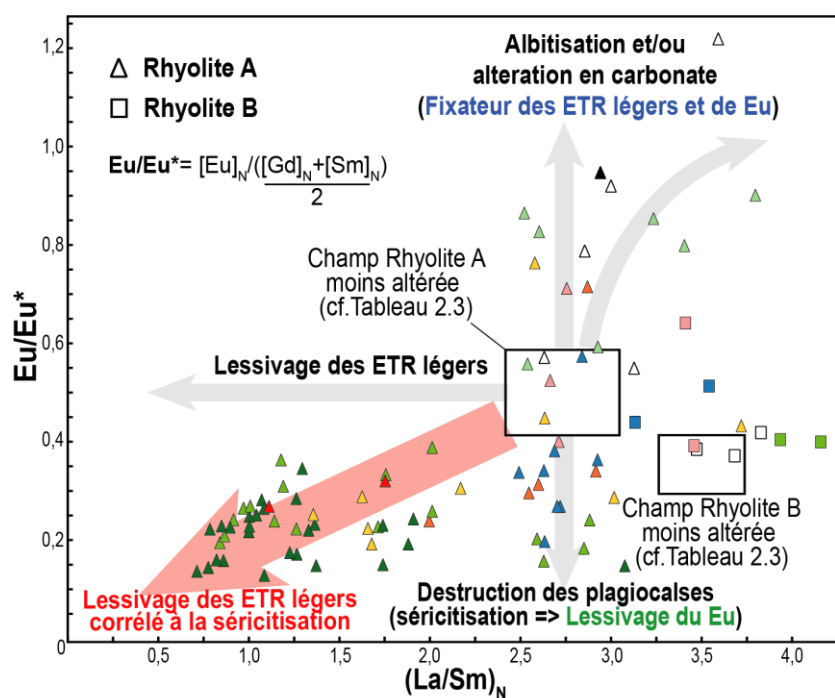


Figure 3.11 : Diagramme Eu/Eu^* vs $(La/Sm)_N$ illustrant le lessivage en ETR légers des assemblages d'altération de l'éponte inférieure et la corrélation avec l'anomalie négative en europium liée à la destruction des plagioclasses. Les données sont normalisées au manteau primitif selon McDonough et Sun (1995). Légende identique à la Figure 3.7.

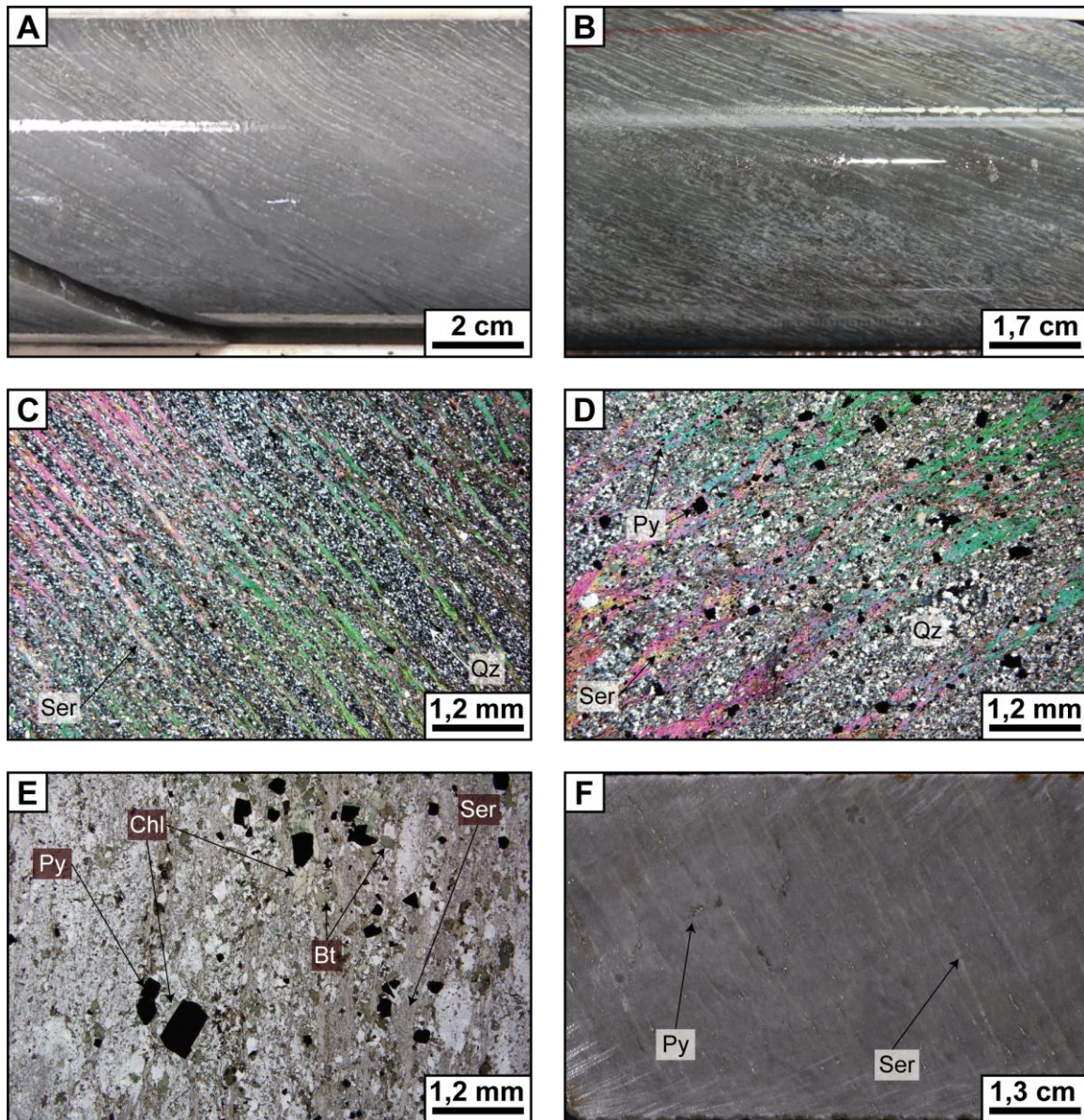


Figure 3.12 : Photomontage illustrant de le sous-assemblage à séricite-quartz-pyrite affectant l'éponte inférieure de la rhyolite A.

A, B, C, D) Séricite en lamines pénétratives et grains de pyrite disséminés, le tout dans une mésostase essentiellement composée de quartz. (A, C : 1274-17-259_361m ; D : 1274-17-259_412m, Lumière transmise polarisée). E) Photographie microscopique illustrant l'apparition de biotite dans l'assemblage à séricite-quartz-pyrite proche de la lentille principale (1274-17-259_447m, Lumière transmise naturelle). F) Assemblage à séricite-pyrite d'intensité beaucoup plus faible (1274-17-266_657m).

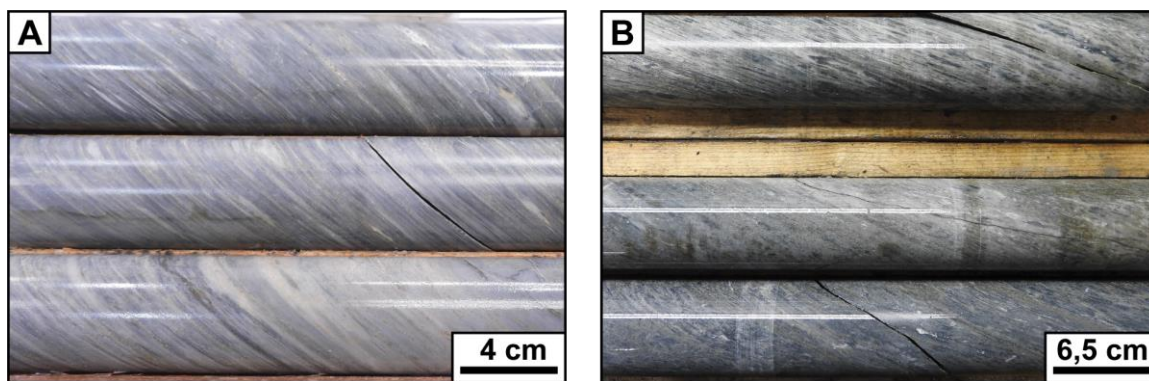


Figure 3.13 : Photomontage illustrant le sous-assemblage d'altération modéré à séricite-(chlorite)-carbonate-albite affectant plusieurs lithologies des épontes inférieures et supérieures du gîte B26.

A) Tuf felsique à lapilli (rhyolite A) de l'éponte supérieure affecté par l'assemblage à séricite-(chlorite)-carbonate-albite (1274-14-209_126m). B) Bande de rhyolite A amygdalaire d'affinité transitionnelle de l'éponte inférieure affectée par l'assemblage à séricite-(chlorite)-carbonate-albite (1274-17-259_225m).

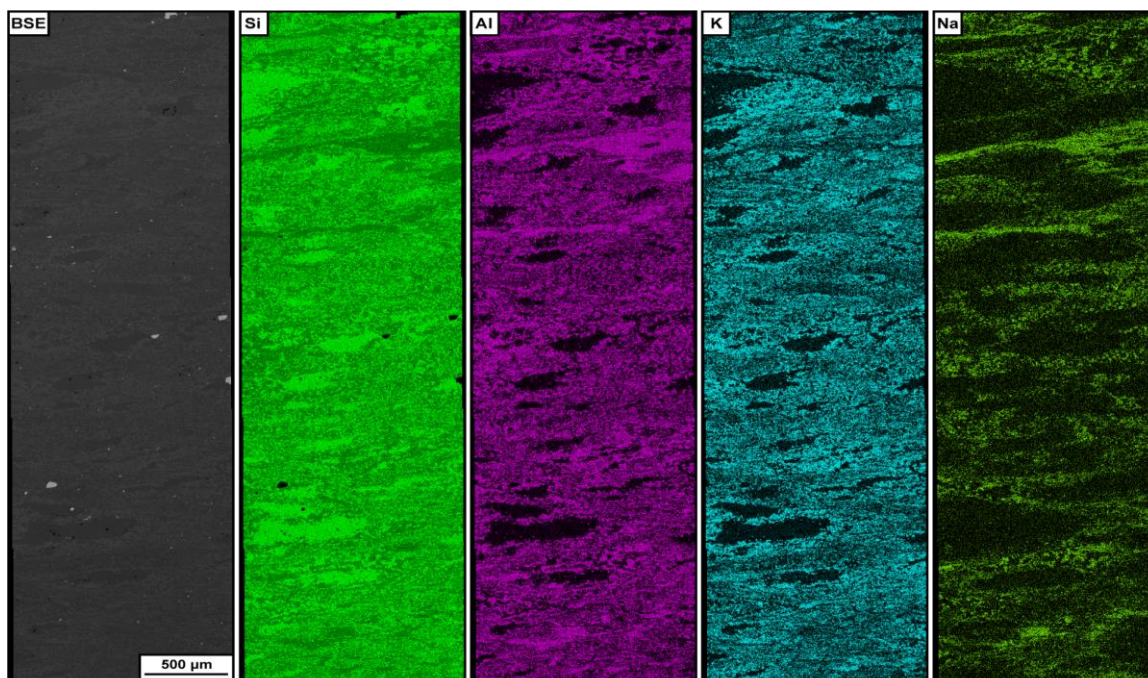


Figure 3.14 : Cartographies élémentaires (Si, Al, K, Na) chimiques, réalisées au microscope électronique à balayage, illustrant la présence de feldspath potassique et d'albite au sein de la mésostase de la rhyolite A amygdalaire/sphérolitique de l'éponte supérieure (Échantillon 1274-17-259_488m). BSE = *Backscattered electron*.

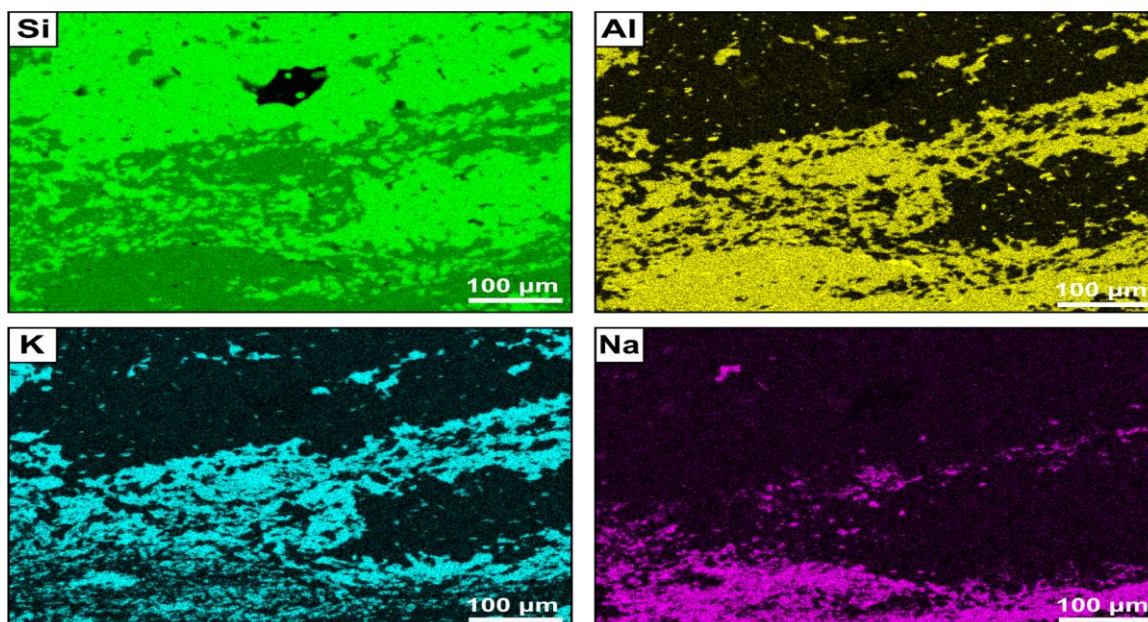


Figure 3.15 : Cartographies chimiques identiques à celles de la figure 3.14 avec un grossissement plus important pour illustrer les relations microtexturales entre le feldspath potassique, l'albite et le quartz (1274-17-259_488m).

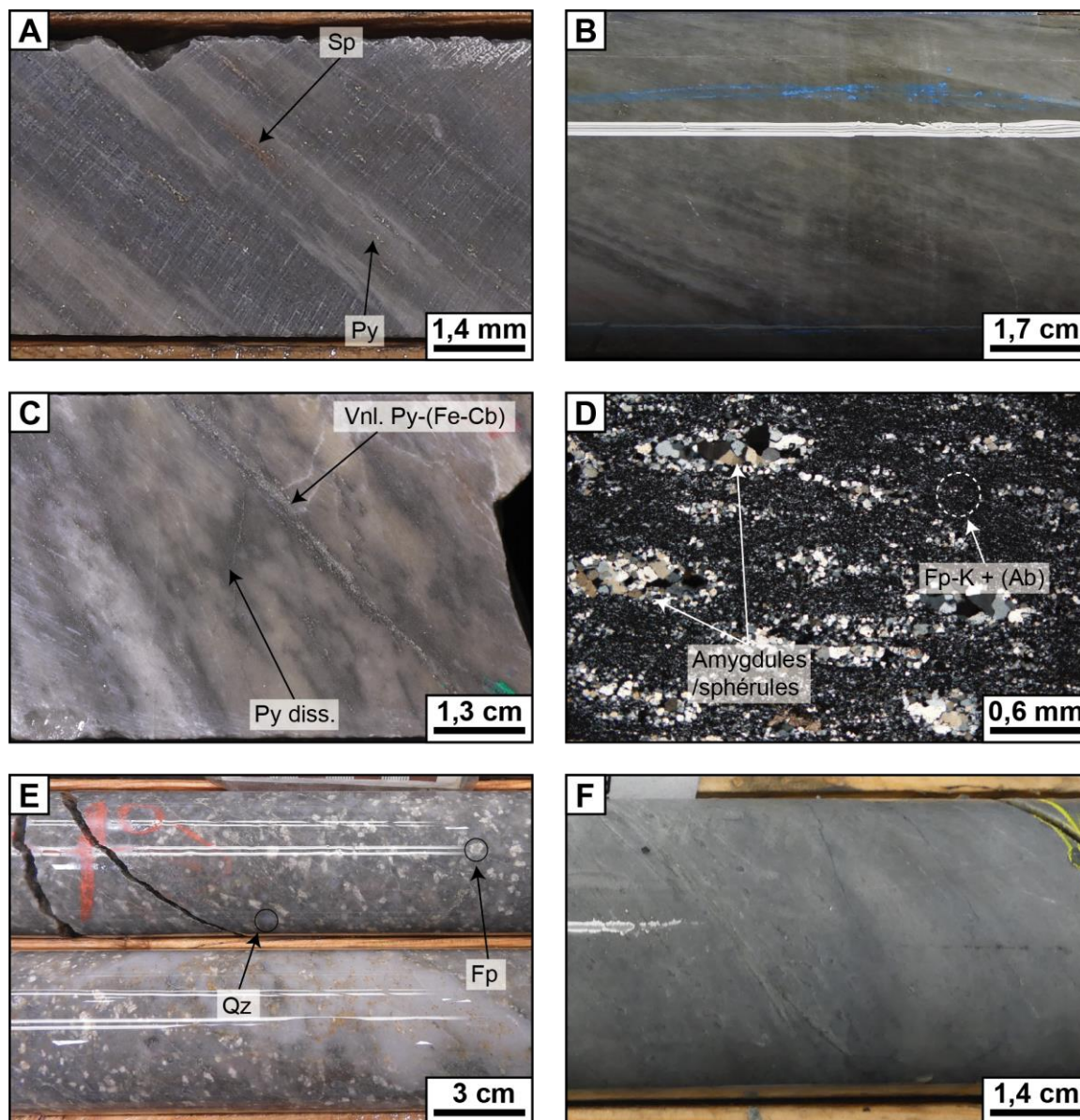


Figure 3.16 : Photomontage des assemblages d'altération dominés par le feldspath potassique et l'albite.

A) Sous-assemblage à feldspath-K -séricite-pyrite affectant la rhyolite A (1274-14-209_303m). B) Sous-assemblage à feldspath-K dominant affectant la rhyolite A (1274-17-259_488m). C) Sous-assemblage à feldspath-K -albite-(pyrite) recoupé par des veinules de carbonates-pyrite-(magnétite) qui affecte la rhyolite A (1274-17-266_681m). D) Photographie microscopique du sous-assemblage d'altération à feldspath-K de l'image B, montrant une texture amygdalaire de la rhyolite A (1274-17-259_488m). E) Sous-assemblage à feldspath-K affectant la rhyolite B (1274-14-161m). F) Assemblage d'altération dominé par l'albite affectant la rhyolite A (1274-17-268_722m). Sp = sphalérite ; Py = pyrite ; Vnl = veinule ; Fp-K = feldspath potassique ; Ab = albite ; Qz = quartz ; Fp = feldspath.

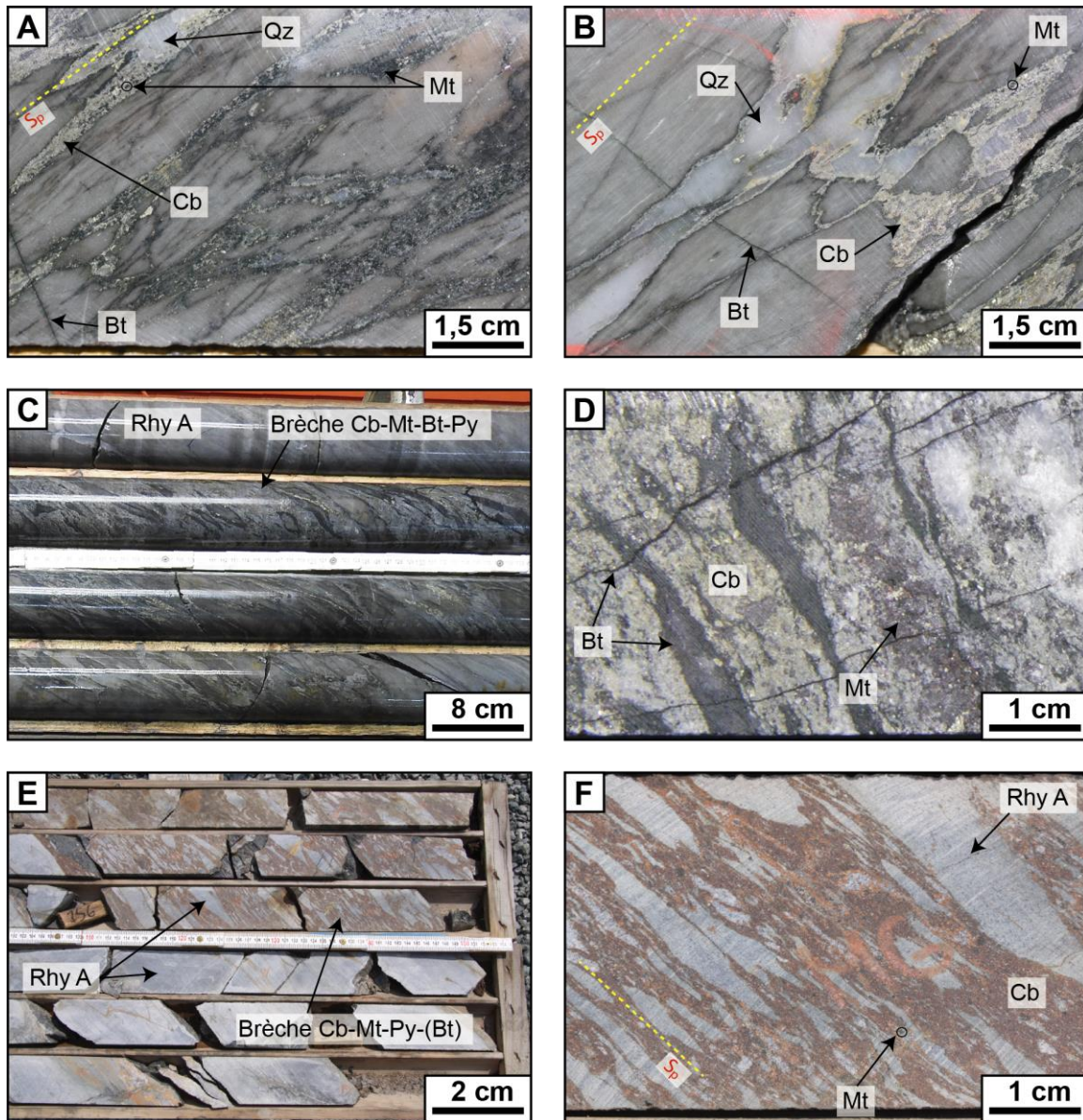


Figure 3.17 : Photomontage de l'assemblage d'altération dominé par les carbonates de fer.

A,B) Veinules de carbonate-biotite-(quartz)-magnétite transposées dans la schistosité principale (1274-17-259_466m). C,D,E,F) Faciès de brèche à matrice de (Fe-Mn)-carbonate -magnétite-(biotite)-pyrite et clastes de rhyolite A. (C,D : 1274-17-259_462m ; E,F : 1274-14-195_156m). S_p = schistosité principale ; Cb = carbonate ; Qz = quartz ; Mg = magnétite ; Bt = biotite.

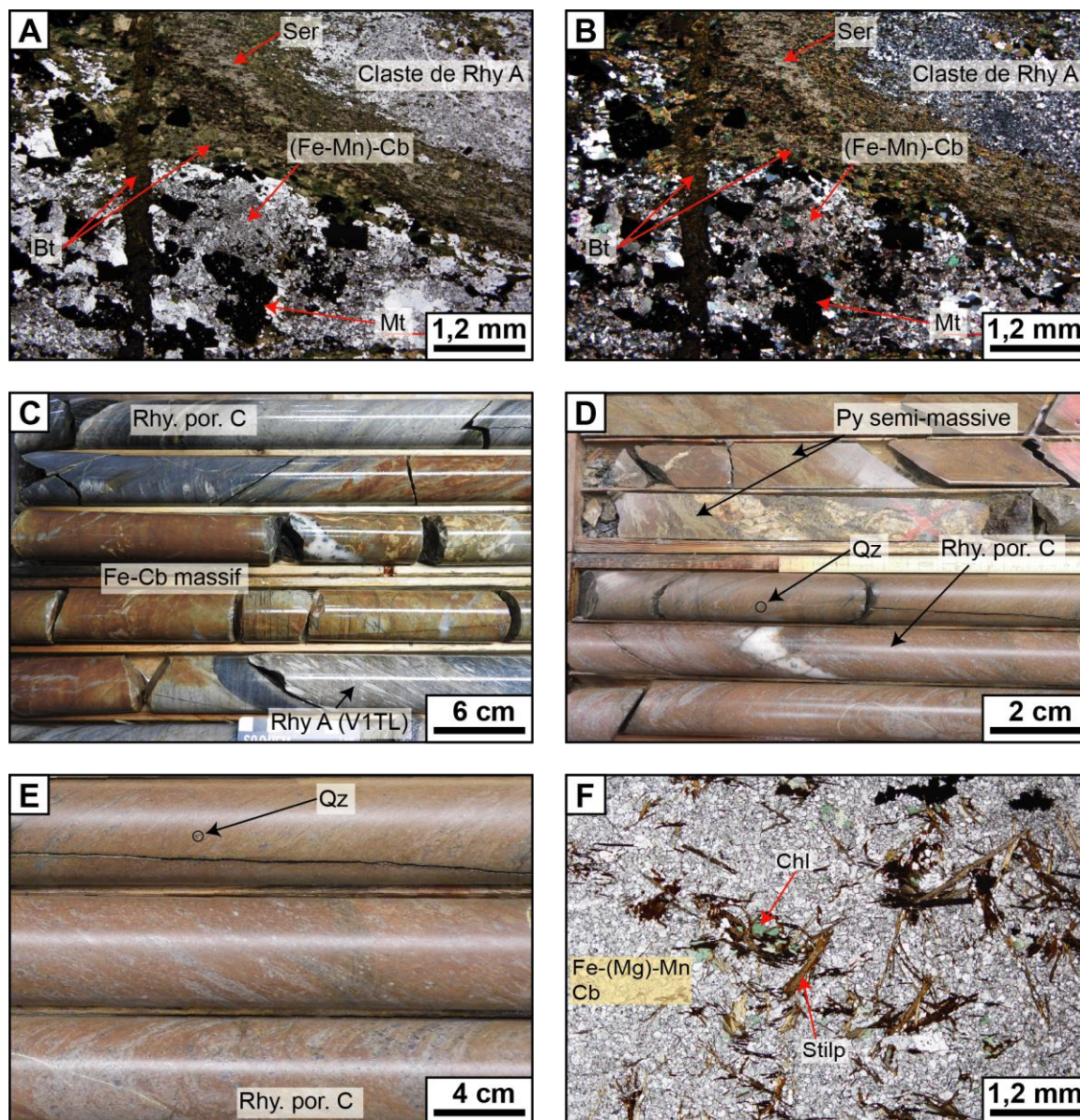


Figure 3.18 : Photomontage de l'assemblage d'altération dominé par les carbonates de fer (suite).

A,B) Photographie microscopique du faciès de brèche à clastes de rhyolite A dont la matrice est composée de carbonates de fer riches en manganèse, de magnétite et de biotite (1274-17-259_462m), Lumière transmise naturelle (A) et Lumière transmise polarisée (B). C) Faciès massif de carbonates de fer riches en manganèse entre le tuf à lapilli (rhyolite A) de l'éponte supérieure et la rhyolite C (1274-14-211_114m). D,E) Sommet de la rhyolite C presque totalement remplacé par les carbonates de fer riches en manganèse, juste en dessous du niveau de SSMV de l'éponte supérieure. F) Photographie microscopique du faciès massif à carbonates de fer manganifères, dans lequel de la stilpnomélane et de la chlorite sont présentes. Cb = carbonate ; Rhy por = rhyolite porphyrique ; Ser = séricite ; Py = pyrite ; Qz = quartz ; Chl = chlorite ; Stilp = stilpnomélane.

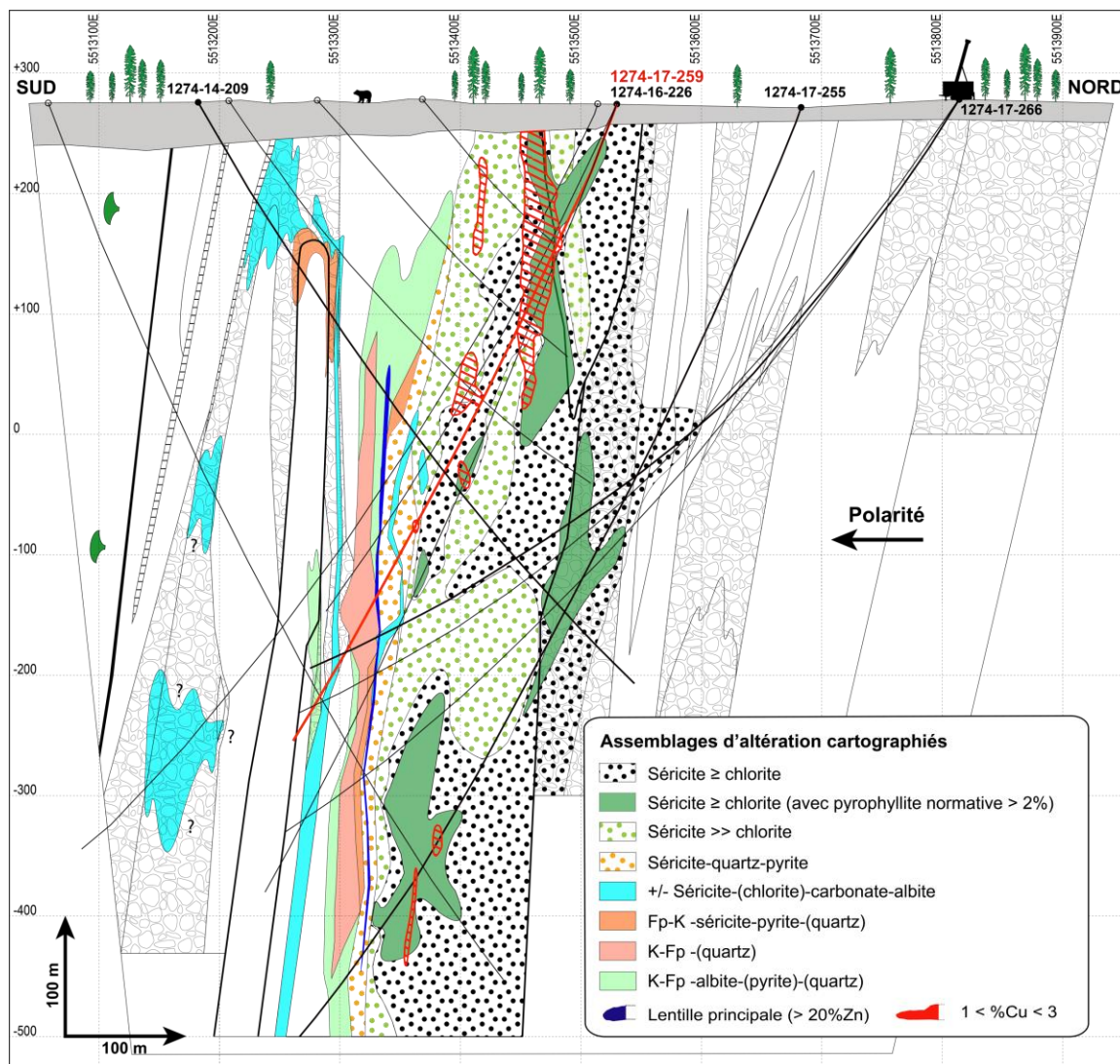


Figure 3.19 : Section type (652950 +/- 50m) interprétée du gîte B26 sur laquelle sont représentés les assemblages d'altération définis, la lentille principale, l'enveloppe de cuivre (>1%Cu), les contacts lithologiques, et les textures volcaniques.

Les forages en trait épais ont été utilisés pour définir les assemblages d'altération, et les autres ont simplement servi à corréler la cartographie des altérations sur la section. D'autres forages traversent cette section mais n'ont pas été représentés pour éviter de surcharger la figure. Pour plus d'informations sur la lithologie le lecteur doit se référer à la Figure 2.5.

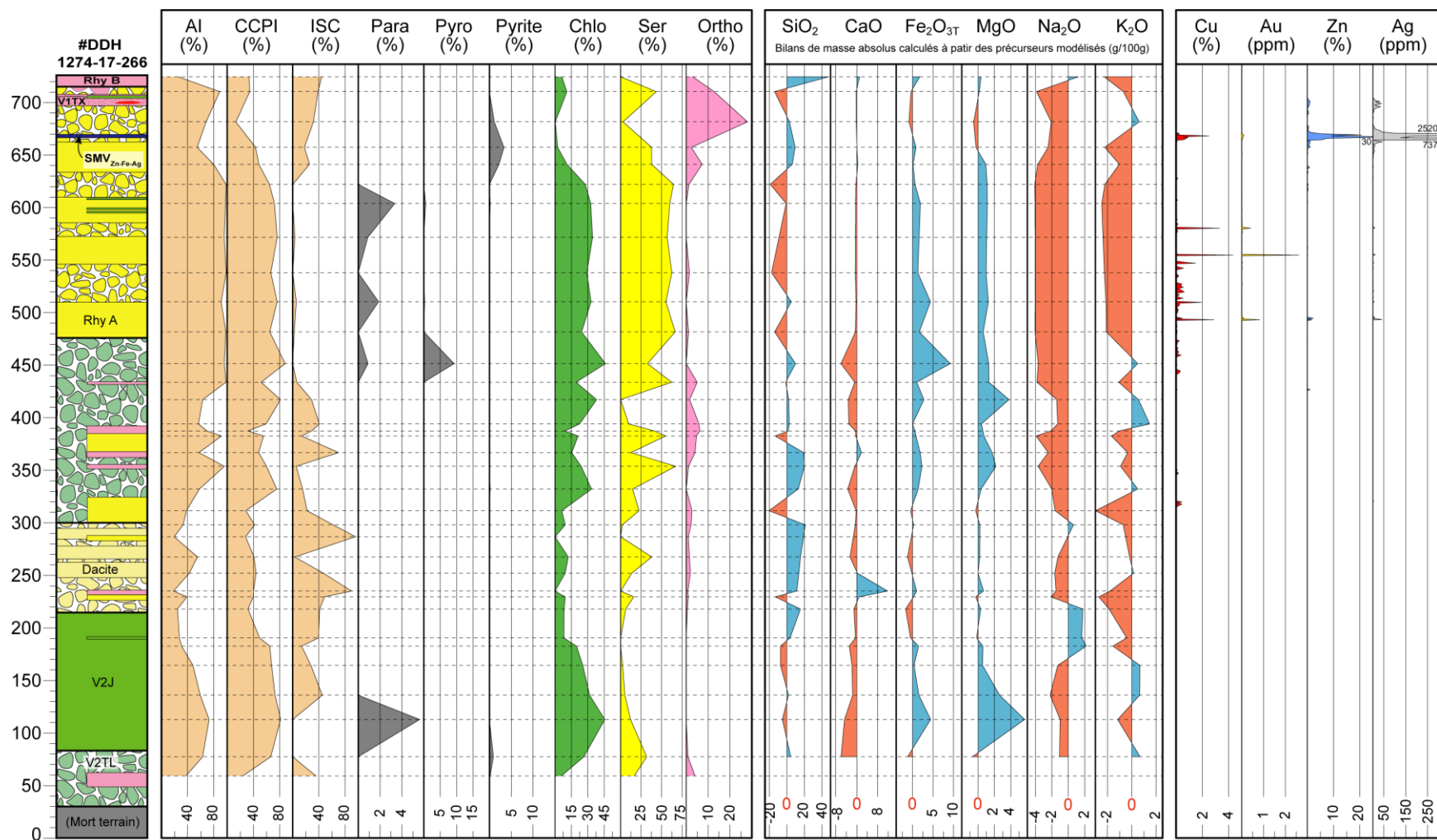


Figure 3.20 : Illustration des indices d'altération et minéralogie normative (SV350), des bilans de masse (g/100g) calculés avec la méthode des précurseurs modélisés (Trépanier et al., 2016), et des analyses métaux (SOQ-3) de la compagnie, pour le forage 1274-17-266.

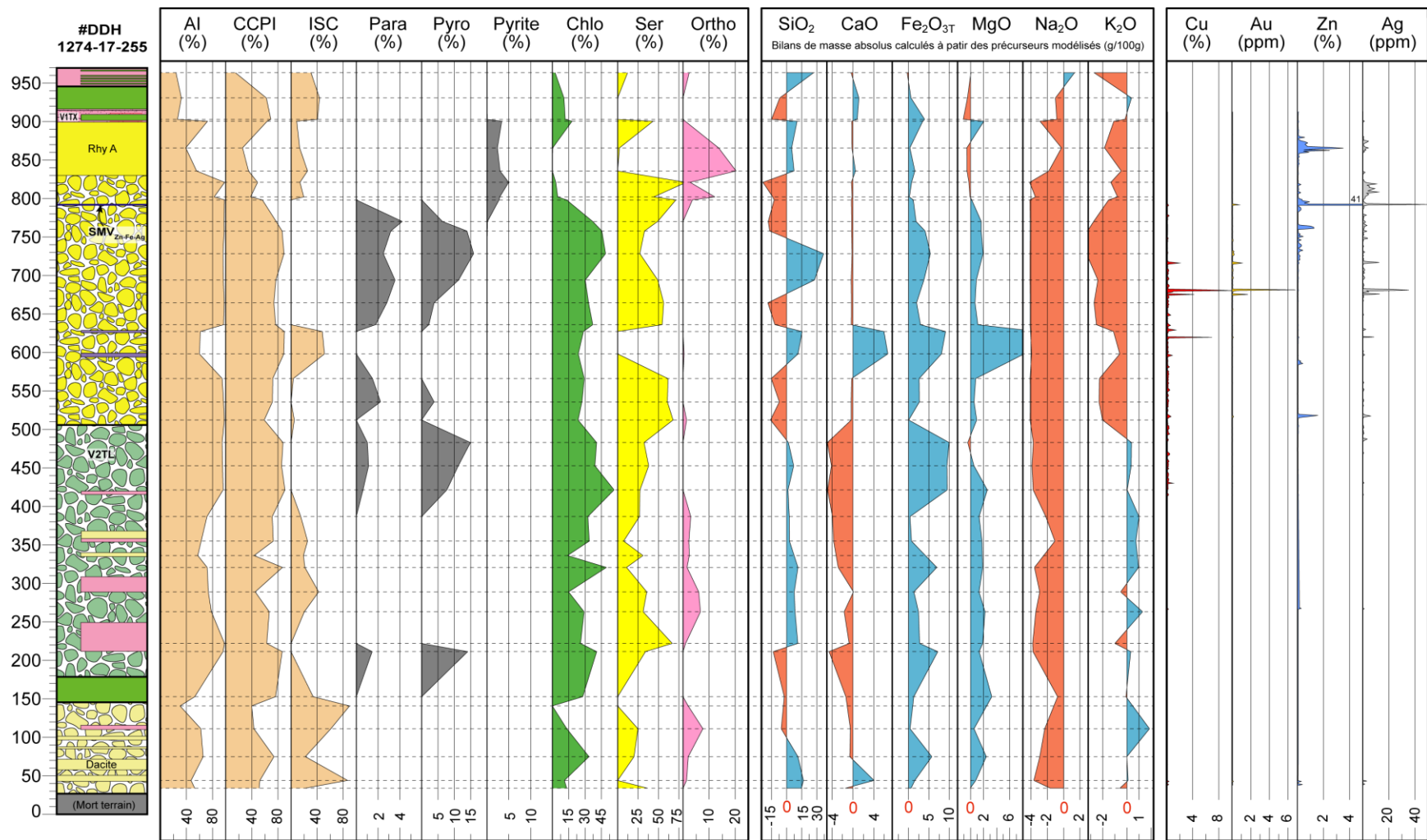


Figure 3.21 : Illustration des indices d'altération et minéralogie normative (SV350), des bilans de masse (g/100g) calculés avec la méthode des précurseurs modélisés (Trépanier et al., 2016), et des analyses métaux (SOQ-3) de la compagnie, pour le forage 1274-17-255.

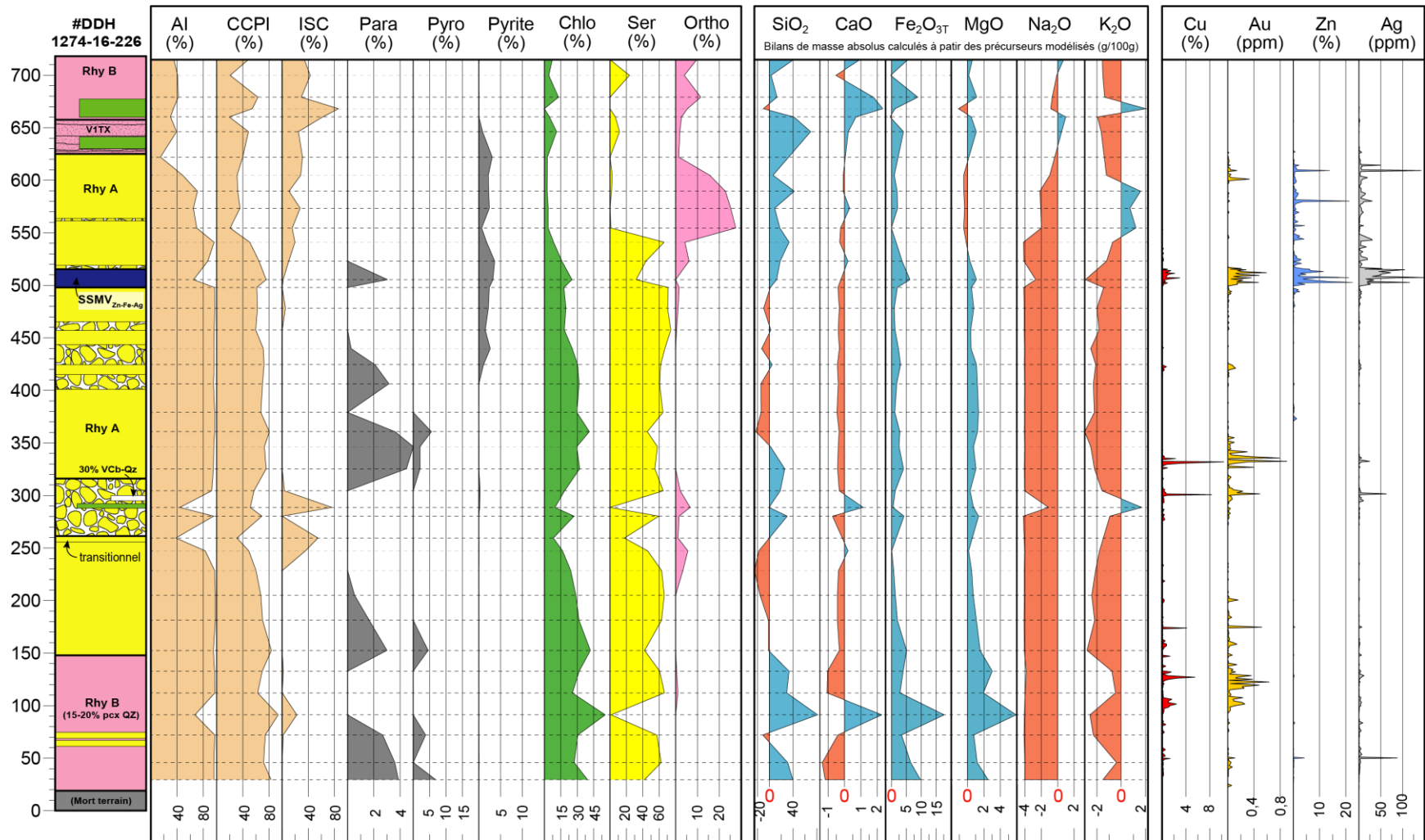


Figure 3.22 : Illustration des indices d'altération et minéralogie normative (SV350), des bilans de masse (g/100g) calculés avec la méthode des précurseurs modélisés (Trépanier et al., 2016), et des analyses métaux (SOQ-3) de la compagnie, pour le forage 1274-16-226.

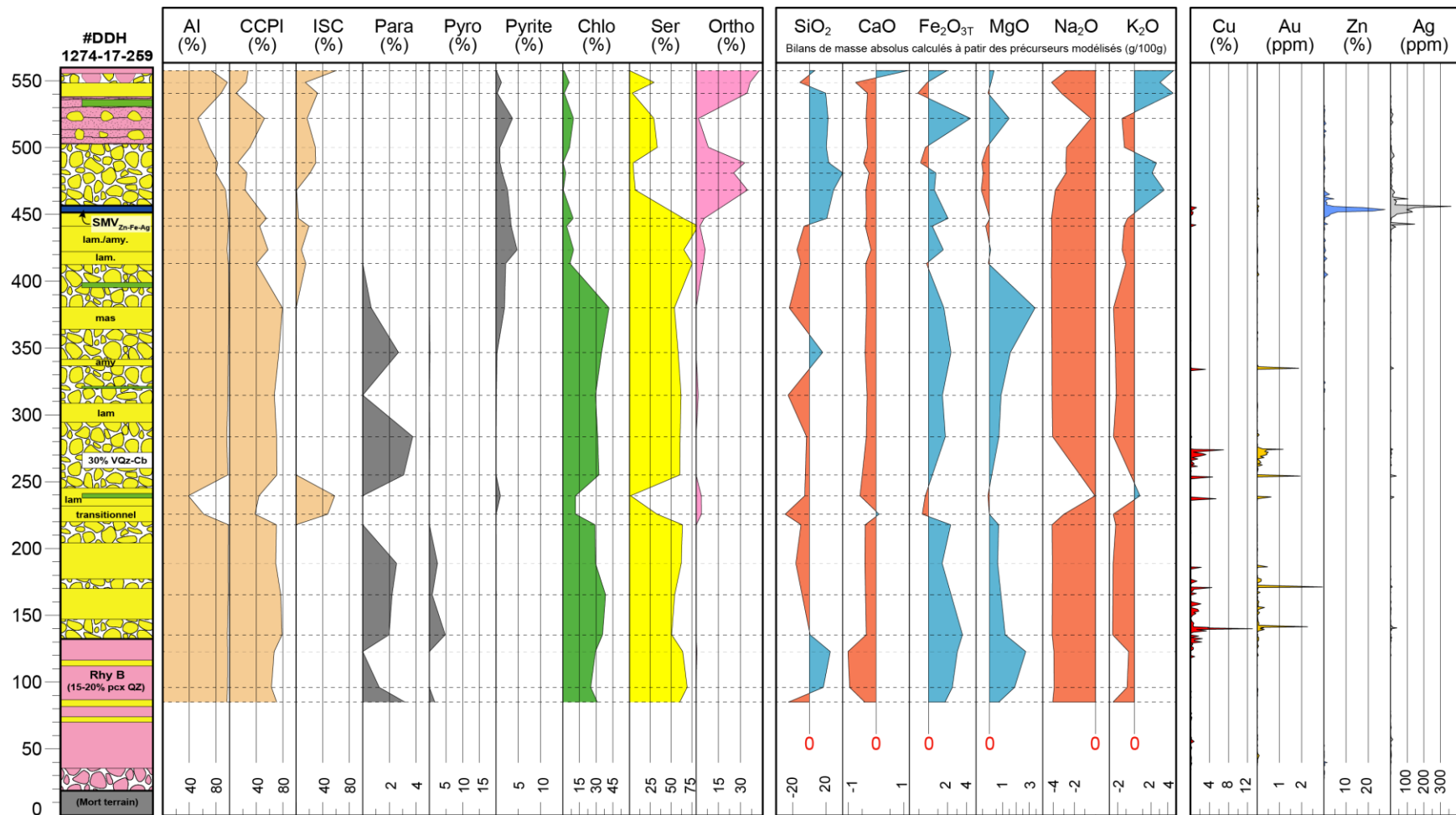


Figure 3.23 : Illustration des indices d'altération et minéralogie normative (SV350), des bilans de masse (g/100g) calculés avec la méthode des précurseurs modélisés (Trépanier et al., 2016), et des analyses métaux (SOQ-3) de la compagnie, pour le forage 1274-17-259.

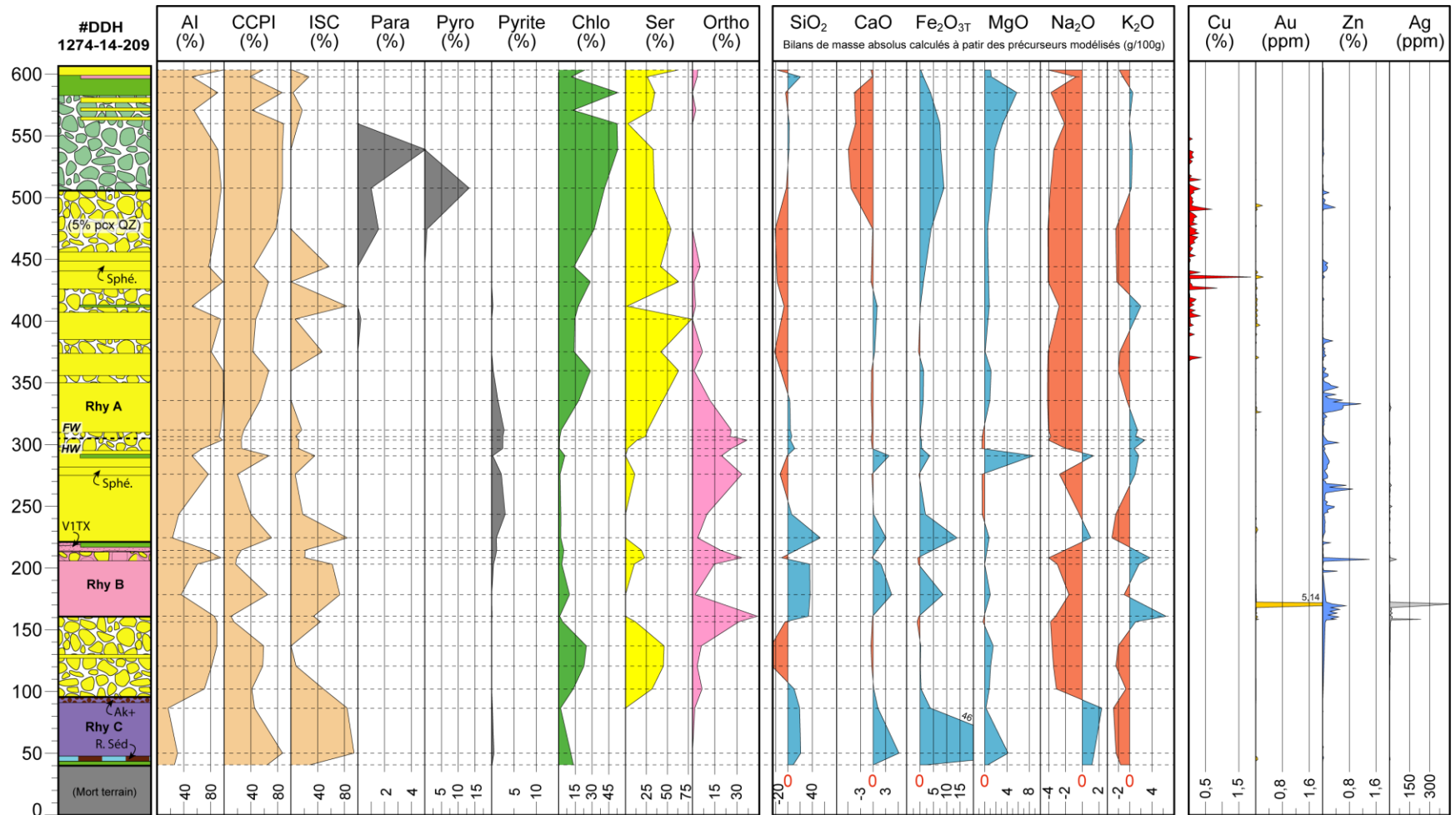


Figure 3.24 : Illustration des indices d'altération et minéralogie normative (SV350), des bilans de masse (g/100g) calculés avec la méthode des précurseurs modélisés (Trépanier et al., 2016), et des analyses métaux (SOQ-3) de la compagnie, pour le forage 1274-14-209. Contrairement aux autres forages celui-ci est foré du sud vers le nord.

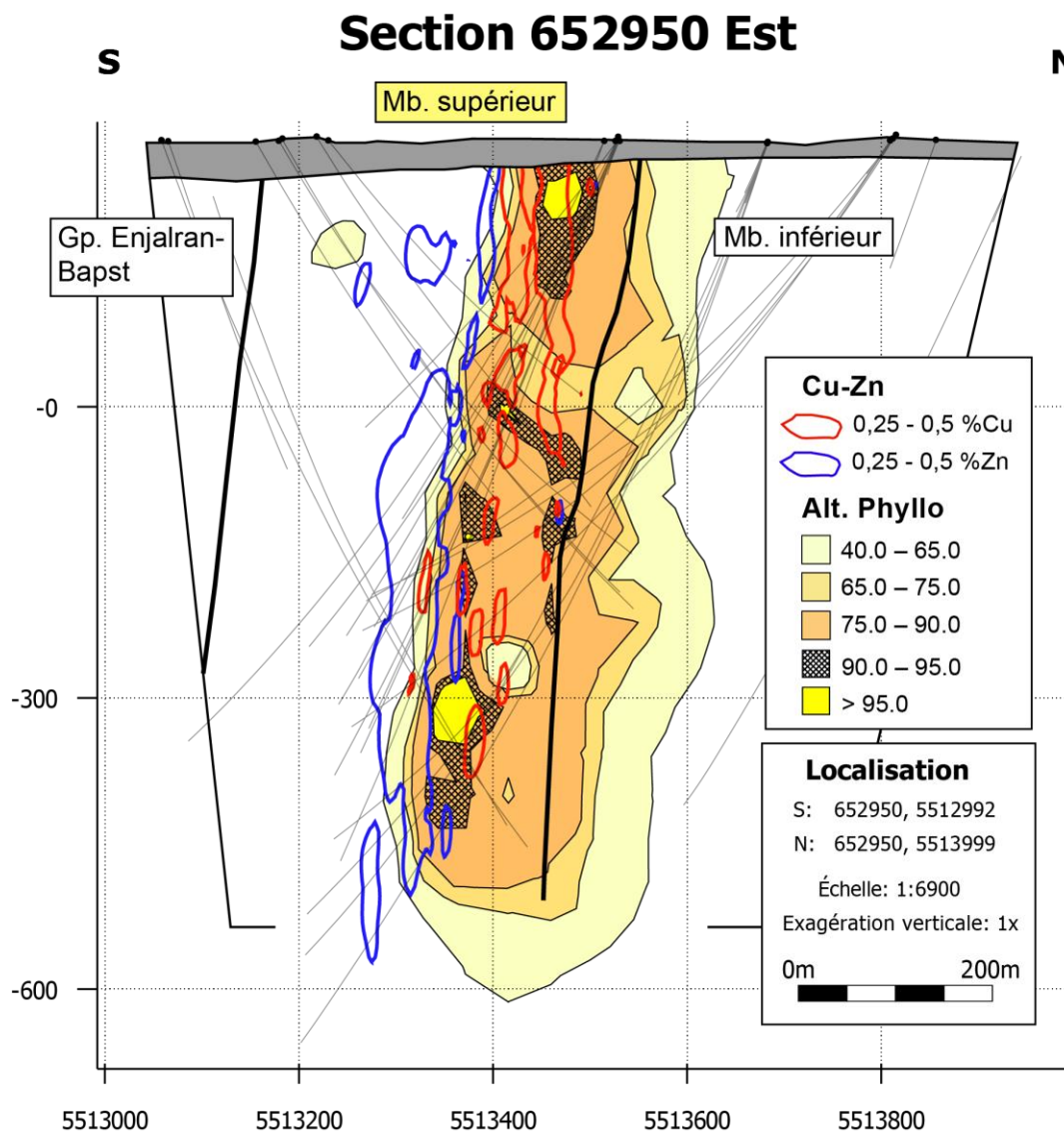


Figure 3.25 : Vue en section de la section 652950 Est de B26, illustrant la modélisation de l'indice d'altération en phyllosilicates normatifs (Alt_Phylo) par rapport à la position spatiale des enveloppes minéralisées en Zn et Cu.

Les traits fins noirs représentent les forages échantillonnés pour la lithogéochimie (Protocole analytique SOQ-5). Les deux traits noirs épais représentent les contacts entre les membres inférieur et supérieur et le Groupe d'Enjalran-Bapst.

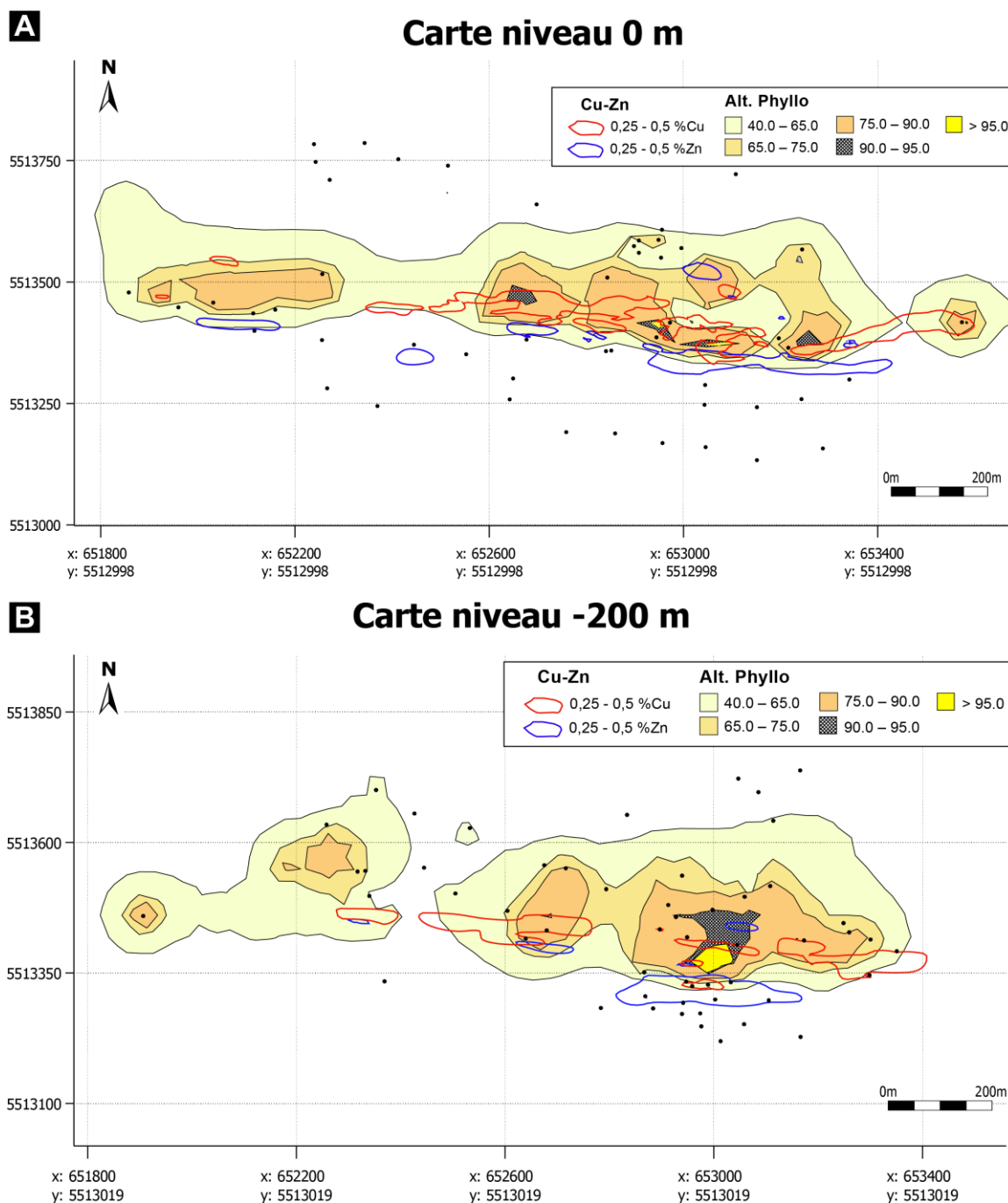


Figure 3.26 : Vues en carte des niveaux 0m (A) et -200m (B) de B26, illustrant la modélisation de l'indice d'altération en phyllosilicates normatifs (Alt_Phylo) par rapport à la position spatiale des enveloppes minéralisées en Zn et Cu. Les ronds noirs représentent les forages échantillonnés pour la lithogéochimie (Protocole analytique SOQ-5).

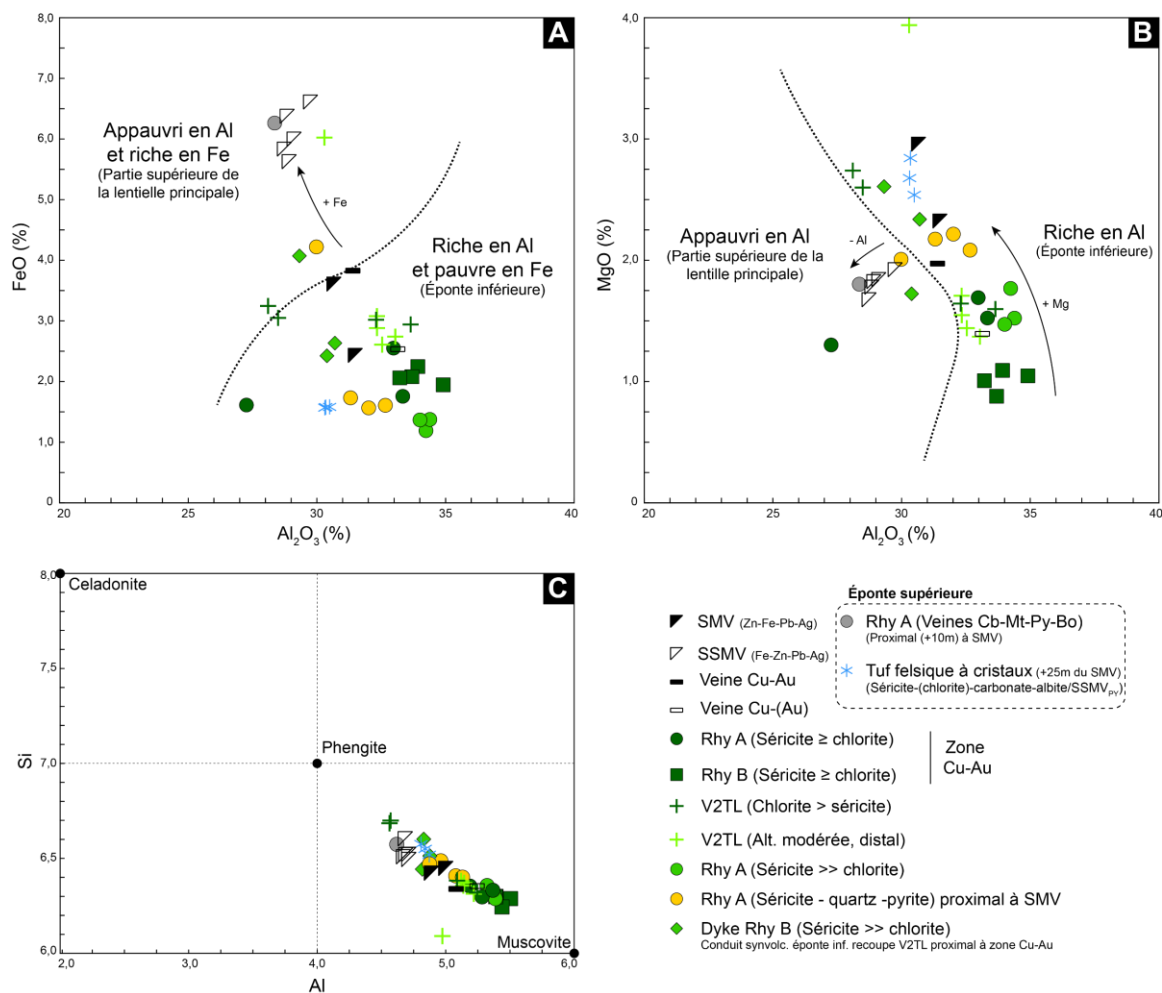


Figure 3.27: Diagrammes illustrant la composition chimique des micas blancs (séricite) obtenue à la microsonde et calculée sur une base de 22 atomes d'oxygène.

A) FeO vs Al₂O₃. B) Al₂O₃ vs MgO. C) Diagramme de classification des séricites de la solution solide muscovite-celadonite, avec Al et Si en nombre de cations.

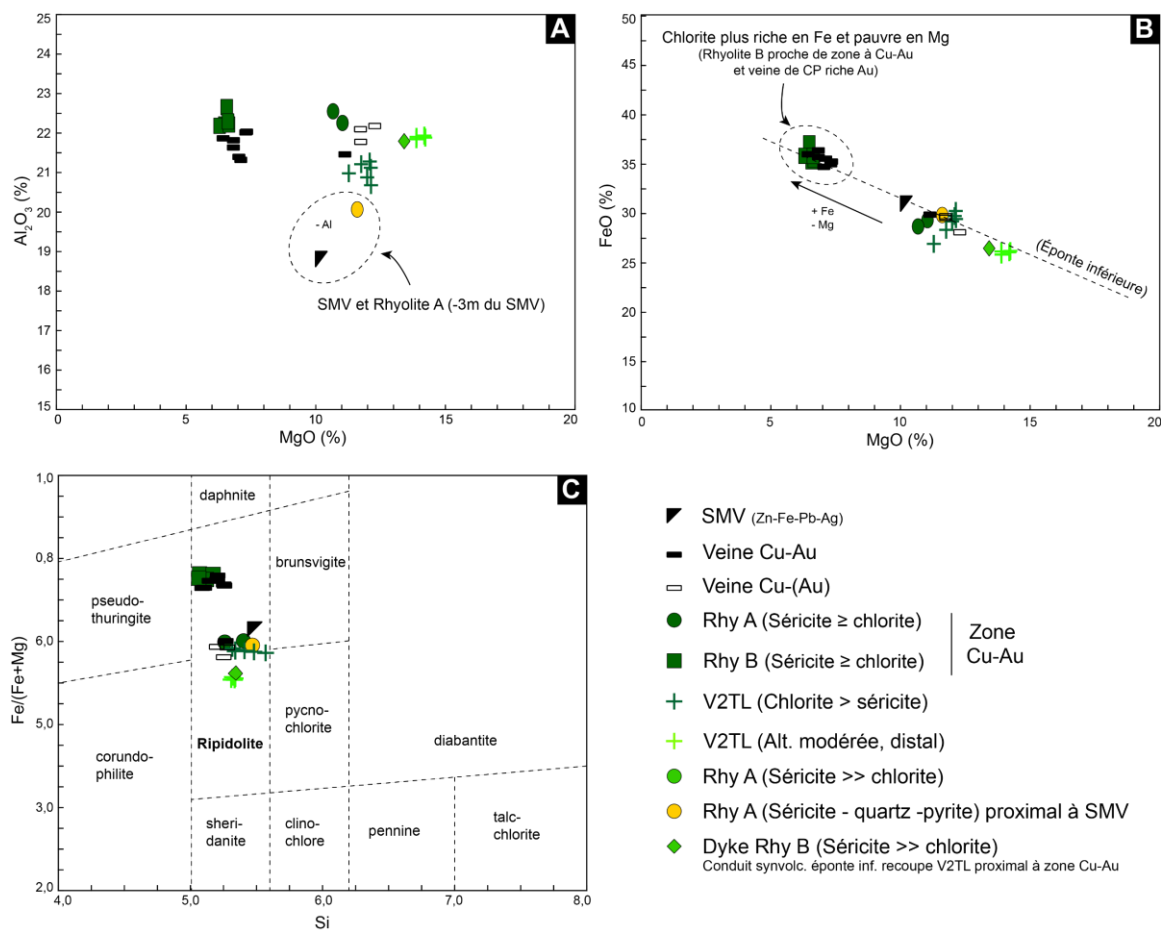


Figure 3.28: Diagrammes illustrant la composition chimique des chlorites obtenue à la microsonde et calculées sur une base de 28 atomes d'oxygène.

A) Al_2O_3 vs MgO . B) FeO vs MgO . C) Diagramme de classification des chlorites (Hey, 1954) Si en nombre de cations.

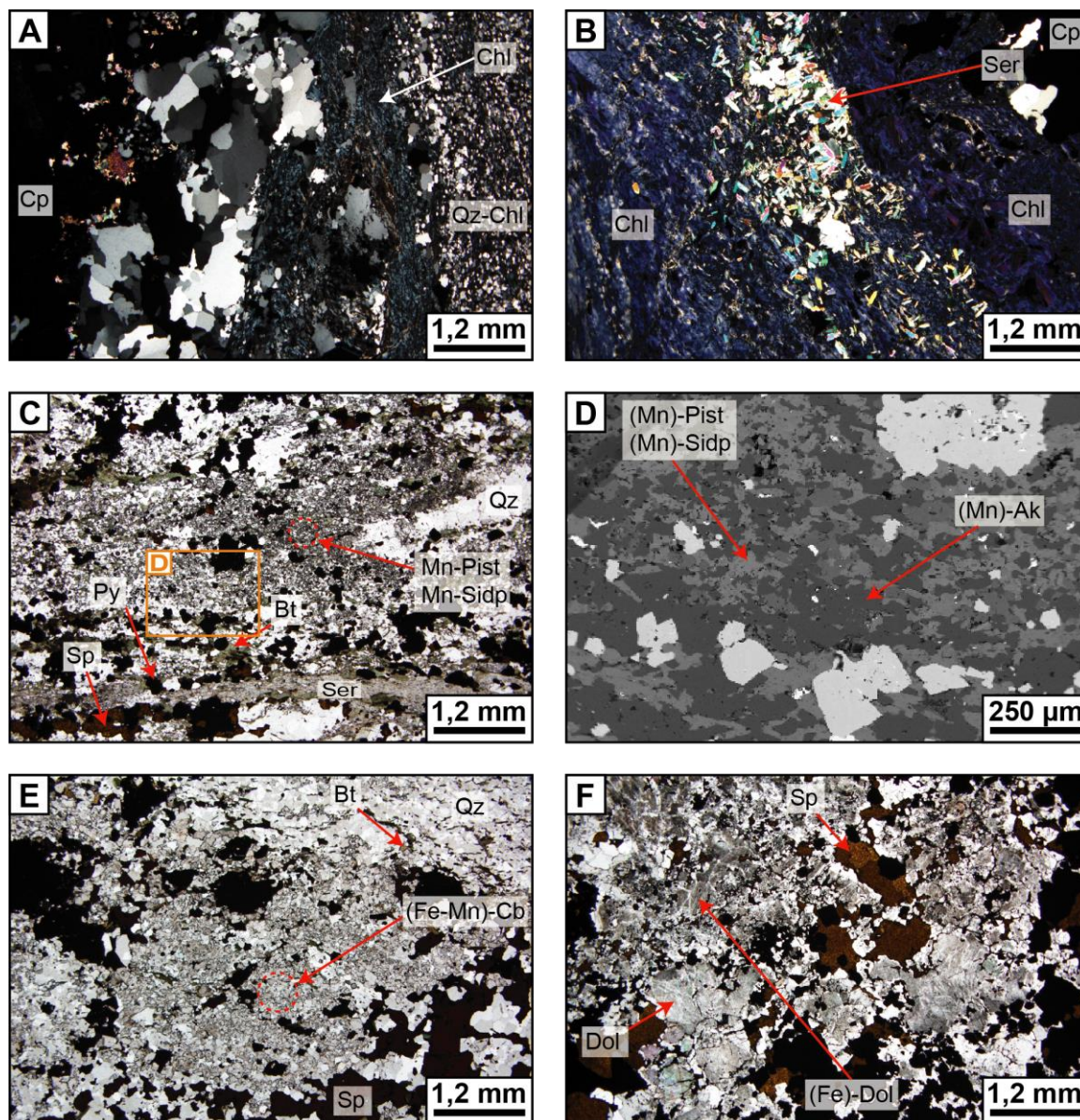


Figure 3.29: Photomontage illustrant quelques chlorites et carbonates analysés à la microsonde.

A) Chlorite riche en fer de l'échantillon de veine à Cu-Au (1274-16-239_1112m), Lumière transmise polarisée. B) Chlorite plus riche en magnésium de l'échantillon de veine de Cu-(Au) (1274-17-259_138m), Lumière transmise polarisée. C) Matrice carbonatée de l'éponte supérieure semi-massive de la lentille principale, composée de pistomésite, sidérolésite et ankérite manganifères (1274-17-259_454m), Lumière transmise naturelle. D) Image en électrons rétrodiffusés illustrant bien la proportion et l'agencement des différentes espèces de carbonates (image zoomée d'une partie de la photo C). E, F) Matrice carbonatée de la lentille principale composée de dolomite plus ou moins ferrique et légèrement manganifère et de pistomésite, sidérolésite, et ankérite manganifères (E : 1274-17-259_451m ; F : 1274-17-250_294m), Lumière transmise naturelle.

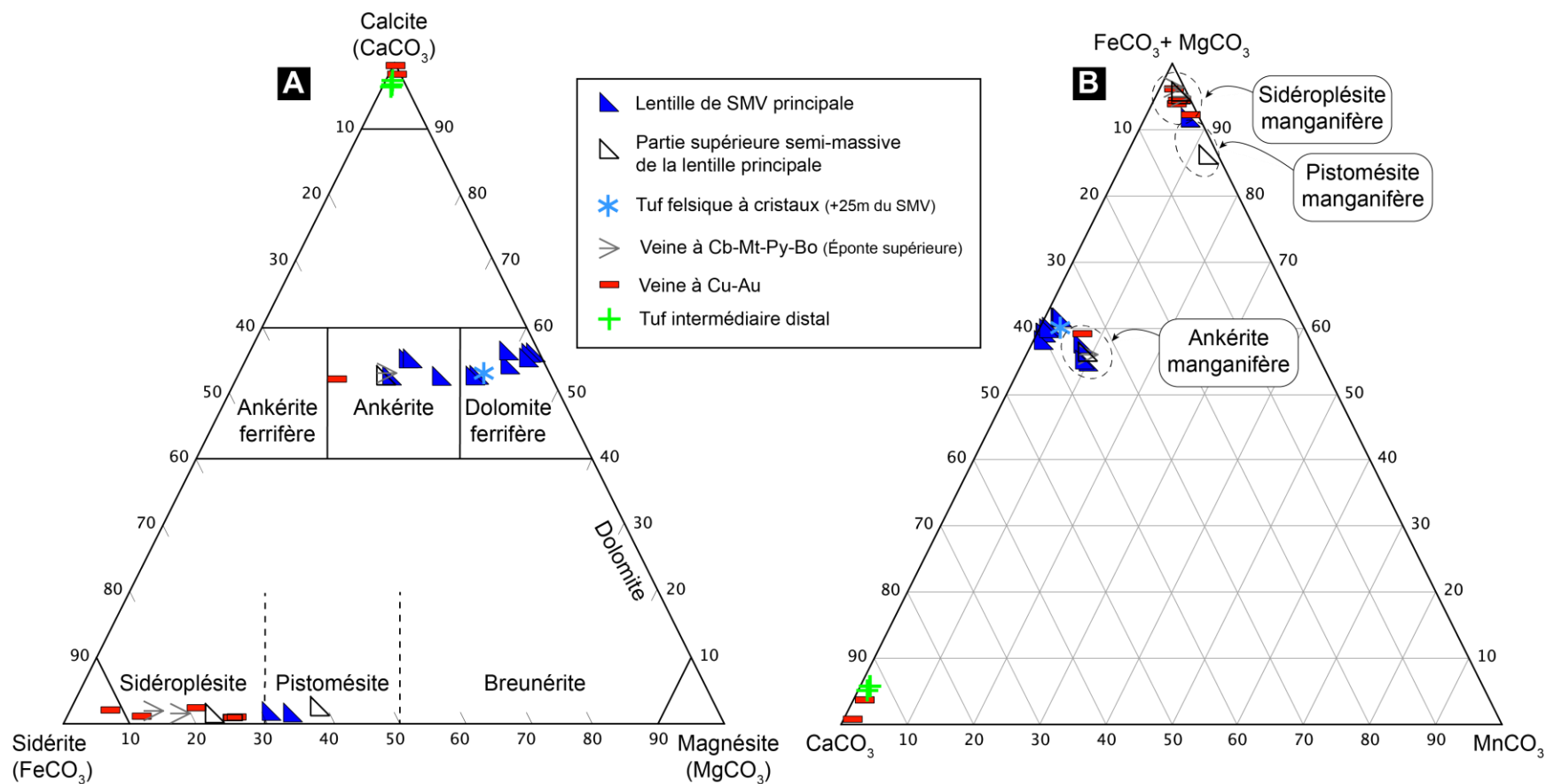


Figure 3.30 : Diagrammes ternaires illustrant la composition chimique des carbonates obtenue à la microsonde (calculés sur une base de 6 atomes d'oxygène) de différentes zones du gîte B26.

CHAPITRE 4 :

MINÉRALISATION : GÉOMÉTRIE, TYPOLOGIE, MINÉRALOGIE, ET GÉOCHIMIE

4.1 Introduction

De nombreux intervalles minéralisés ont été interceptés par forage sur la propriété B26. Toutefois, la Zone à cuivre (ZC), la Zone à zinc principale (ZZP), et la Zone à zinc supérieure (ZZS), représentent les zones minéralisées les plus importantes et continues du gîte B26 (Figs. 4.1A et 4.2). Ces zones sont définies et caractérisées en détails dans ce chapitre. Deux minces lentilles satellites non économiques se situent plus haut dans la séquence stratigraphique et ne seront abordées que brièvement dans ce chapitre. Le gîte B26 totalise des ressources indiquées et présumées de 11,4 millions de tonnes de minerai à une teneur moyenne de 1,59% Cu, 1,19% Zn, 0,78 g/t Au, et 29,8 g/t Ag (Camus et Valdnais-LeBlanc, 2018). La Figure 4.1B illustre la représentation spatiale en vue longitudinale de ces deux catégories de ressources. Cette estimation globale des ressources a tendance à légèrement diluer les teneurs représentatives de chacune des trois zones minéralisées, caractérisées par des signatures métalliques très distinctes. Le Tableau 4.1 présente, dans le détail, le découpage de l'estimation des ressources selon ces trois zones minéralisées afin de mieux rendre compte de leur bagage métallique respectif. Ci-dessous sont présentées les ressources totales (indiquées + présumées) de chacune des zones en date de Mars 2018 :

- (1) **Zone à cuivre** : 8,61 Mt @ 2,04% Cu, 0,07% Zn, 0,96 g/t Au, et 6,84 g/t Ag;
- (2) **Zone à zinc principale** : 2,52 Mt @ 4,79% Zn, 0,22% Cu, 98,76 g/t Ag, et 0,22 g/t Au.
- (3) **Zone à zinc supérieure** : 243 000 t @ 3,32% Zn, 0,01% Cu, 137,84 g/t Ag, et 0,07 g/t Au.

Les zones minéralisées sont généralement semi-massives à massives en sulfures, à l'exception de la Zone à zinc supérieure, et contenues dans des panneaux verticaux peu épais mais très étendus (Figs. 4.1A et 4.2).

Ce chapitre présente d'abord le découpage et la géométrie des différentes zones minéralisées, puis documente de façon détaillée le style, la minéralogie, les textures et la signature géochimique des minéralisations, ainsi que la distribution spatiale des métaux. Une courte section traite de la chimie des pyrites provenant des différentes zones minéralisées du gîte. Enfin, la signature en éléments traces des roches encaissant le gîte B26 sera présentée pour des fins d'application à l'exploration.

4.2 Géométrie des zones minéralisées

4.2.1 Zone à cuivre (ZC)

La Zone à cuivre représente un volume important des ressources du gîte B26 (Tableau 4.1) et constitue l'enveloppe minéralisée la plus étendue du gîte (Figs. 4.2, 4.3, et 4.4). Elle est hétérogène, composée de plusieurs corps minéralisés discontinus, juxtaposés, et transposés/aplatis/étirés selon les plans de la schistosité principale (S_p). Elle se situe dans l'éponte inférieure, à la base du membre supérieur de B26, au sein des rhyolites A et B, et s'avère notamment bien concentrée dans la zone d'interface située au sommet de la rhyolite B (Fig. 4.3 section). D'une épaisseur allant de quelques mètres à plusieurs dizaines de mètres, elle a une extension latérale d'environ deux kilomètres. Son extension verticale est de 1100 m à partir de la surface, et demeure ouverte en profondeur (Fig. 4.4). Le pendage de la Zone à cuivre semble varier de 77 à 87 degrés vers le sud. De nombreux couloirs de déformation subverticaux sont présents dans l'environnement du gîte et particulièrement dans l'éponte inférieure de la rhyolite A, plus intensément altérée. La Zone à cuivre est dans son ensemble relativement détachée de la Zone à zinc principale (Fig. 4.2A, C, D). Toutefois, aux environs du niveau 0 m (Fig. 4.2B) dans la partie est du gîte, ces deux zones se retrouvent en contact.

4.2.2 Zone à zinc principale (ZZP)

La Zone à zinc principale est scindée en deux parties distinctes (partie ouest et partie est), le long du même niveau stratigraphique (Figs. 4.2 et 4.5). Ce niveau correspond à une limite significative d'intensité et de chimie de l'altération hydrothermale (Chap. 3) et possiblement de contact entre deux coulées de rhyolite A (Fig. 4.3 – détails au Chap. 2).

4.2.2.1 Partie est de la ZZP

La partie est de la Zone à zinc principale représente la portion la plus importante de la ZZP (Fig. 4.5). Elle forme un panneau sub-vertical qui plonge de 65° vers le sud-ouest tout comme l'ensemble des unités géologiques et des zones minéralisées du gîte. Elle a une épaisseur allant de 20 à 40 m proche de la surface, et diminue jusqu'à 10 m dans la partie qui se prolonge en profondeur (Fig. 4.2). Elle a une extension latérale passant de 400 m, proche de la surface, à 150-200 m, en profondeur, et un axe long d'environ 750 m à partir de la surface. Elle contient une lentille de sulfures massifs (lentille principale), dont l'épaisseur varie de 0,2 à localement 3,54 m, qui possède une géométrie de galette étroite et allongée avec une extension latérale plus restreinte de 100-150 m (Fig. 4.5 : ronds jaunes, verts, rouges). Un axe de maximum d'épaisseur se dessine avec une plongée également à 65°SO. Cette zone minéralisée est le plus bel exemple de l'effet de la déformation sur la géométrie des minéralisations. Le reste de la minéralisation de cette partie correspond à des disséminations et veines/veinules de sulfures.

4.2.2.2 Partie ouest de la ZZP

La partie ouest de la Zone à zinc principale se situent plusieurs centaines de mètres plus à l'ouest le long du même niveau stratigraphique (Figs. 4.2 et 4.5). Cette partie n'a pas été étudiée dans ce projet et par conséquent les observations et interprétations sont uniquement basées sur les journaux de forage et quelques photographies rendus disponibles par SOQUEM. Elle forme, proche de la surface, un panneau subvertical, de direction est-ouest, qui semble également avoir une plongée vers l'ouest. Elle a une extension latérale maximale de 400 m, une extension verticale qui varie de 90 à 180 m et une épaisseur variant de 5 à 10 m. Contrairement à la partie est, elle ne possède qu'une évidence ponctuelle avérée de sulfures massifs à semi-massifs (1274-02-73 – Fig. 4.5), le reste étant majoritairement des sulfures disséminés en partie remobilisés sous forme de veinules et veines.

4.2.3 Zone à zinc supérieure (ZZS)

La Zone à zinc supérieure est morcelée en petits panneaux minéralisés qui se situent au sein de l'éponte supérieure de la rhyolite A, stratigraphiquement directement au-dessus de la Zone à zinc principale (Figs. 4.2, 4.3, et 4.6). Dans la partie est, là où elle est la plus représentée, elle moule plus ou moins parfaitement la morphologie de la lentille de SMV de la Zone à zinc principale, avec une extension latérale de 100 à 200 m et une épaisseur variant de 3 à 25 m. Dans la partie plus centrale du gîte, des petits panneaux minéralisés de plusieurs dizaines mètres de surface sont présents sans Zone à zinc principale sous-jacente (Fig. 4.6). Elle contient uniquement des minéralisations disséminées et en veinules.

4.2.4 Lentilles satellites 1 et 2

Dans l'éponte supérieure du membre supérieur de B26 deux lentilles de sulfures semi-massifs à massif sont identifiées à des niveaux stratigraphiques distincts (Fig. 4.3).

La lentille satellite 1 est encaissée dans l'horizon de tuf felsique à cristaux situé à la base de la rhyolite B de l'éponte supérieure. D'une épaisseur allant de 0,5 à 1,5 m elle est relativement continue. Sa géométrie moule, quoique plus largement, la forme de la partie est de la Zone à zinc principale.

La lentille satellite 2 est encaissée plus haut dans la séquence, au sommet de la première unité de rhyolite C. D'une épaisseur globalement inférieure à un mètre, elle est relativement continue.

4.3 Inventaire des différents types de minéralisation

4.3.1 Zone à cuivre

4.3.1.1 Filonnets de chalcopyrite

La Zone à cuivre est caractérisée par une minéralisation de type filonnets (i.e., *stringers*) dominée par la chalcopyrite, qui regroupe principalement des veines semi-massives à massives (Fig. 4.7A, B, C), des disséminations et veinules de sulfures (Fig. 4.7A, E), et accessoirement des veines de quartz-carbonate injectées de sulfures (Figs. 4.7F et 4.8A, B, C). La minéralisation disséminée et en veinules forme généralement un halo plus large et diffus contrairement aux veines semi-massives à massives, plus restreintes, d'ordre pluricentimétriques à pluridécimétriques. Les veinules et les veines sont partiellement à totalement transposées dans la schistosité principale S_p (Fig. 4.7A, B, C, E), avec localement des évidences de recoupements tardifs discordants par rapport à S_p (Fig. 4.7D). Les veines semi-massives à massives présentent, à leurs épontes, des plans de décollement/glissement (Fig. 4.7A, C). Elles sont caractérisées par une texture chaotique, dite de *Durchbewegung* (Marshall et Gilligan, 1989), dans laquelle des clastes d'encaissant rhyolitique, subarrondis, ont été incorporés au sein de la matrice de sulfures et ont subi des mouvements de rotation (Fig. 4.7A, B, C). Les veines minéralisées dominées par une gangue de quartz-carbonate ont une épaisseur variable allant de 10 à 50 cm. Le quartz et les carbonates sont présents en tant que principaux constituant de la veine (Figs. 4.7F et 4.8A) ou bien en imprégnation dans la roche encaissante en mélange avec les sulfures et la chlorite (Fig. 4.8B, C). Des veinules (structures) de percement de chalcopyrite sont communément observées dans les veines (plus cassantes) dominées par le quartz (Figs. 4.7F et 4.8A).

Cette minéralisation se retrouve associée à l'assemblage d'altération à séricite-chlorite caractéristique des rhyolites A et B de l'éponte inférieure. La quantité de chlorite augmente au dépend de la séricite, dans un halo très proximal aux veines de sulfures. Au sein des veines les minéraux de

gangue présents sont principalement du quartz, des carbonates (Mn-sidérite, Mn-ankérite, calcite – cf. Chapitre 3) et de la chlorite riche en fer.

La chalcopryrite est le minéral principal et représente globalement 90% des sulfures du minerai de la Zone à cuivre. La pyrite représente généralement 5% du minerai mais peut atteindre 10-20% localement (Figs. 4.7F et 4.8B). Ponctuellement, des plages de pyrrhotite sont présentes en association avec la chalcopryrite et/ou la pyrite (Fig. 4.8B, D). La sphalérite est présente en traces dans la chalcopryrite à l'exception d'une zone (voir section 4.4.3), située entre les sections 653100 et 653200 et entre 0 et -150 m d'élévation, dans laquelle elle se présente en phase majeure en association avec la chalcopryrite (Fig. 4.8E). Enfin, dans les quelques mètres près du contact avec le mort-terrain, le minerai de la Zone à cuivre a partiellement été oxydé et de la malachite et du cuivre natif sont observés en faible quantité (Fig. 4.8F).

Des phases accessoires riches en Bi, Se et Sn sont présentes au sein de la chalcopryrite (voir section 4.5.3.2). L'or apparaît principalement sous forme native en micrograins (voir section 4.5.3.1; Tableau 4.2). Il a été observé aussi bien dans des veines semi-massives à massives de chalcopryrite que dans des veines plutôt dominées par du quartz-carbonate, mais rarement dans la minéralisation disséminée.

4.3.2 Zone à zinc (principale et supérieure)

Les zones à zinc (principale et supérieure) sont présentées ici dans une même partie car elles partagent certains types de minéralisation.

La Zone à zinc principale rassemble trois principaux types de minéralisation : (1) Une minéralisation de type sulfures semi-massifs (SSM) à massifs (SM) représentée par la lentille principale située à la base de la Zone à zinc principale (partie est – Figs. 4.3 et 4.5), (2) des sulfures disséminés de part et d'autre de la lentille principale, et (3) des veines/veinules de sulfures.

La Zone à zinc supérieure regroupe également trois types de minéralisation : (1) Des sulfures disséminés à localement semi-massifs, (2) des veines/veinules de sulfures, et (3) des veines/veinules argentifères.

4.3.2.1 Lentille de sulfures semi-massifs à massifs (ZZP)

La lentille de sulfures semi-massifs à massifs, dont l'épaisseur varie de 0,2 à 3,54 m, présente une base massive (> 65% sulfures) et devient semi-massive (35 < sulfures < 65%) vers le sommet (Fig. 4.9A). Globalement, le minerai est composé d'une dominance de sphalérite (20-60%) et de pyrite (20-40%) avec une part mineure de chalcoppyrite (1-5%), surtout à la base dans la partie centrale de la lentille (voir section 4.4.1), et de galène (0-2%) plutôt dans la partie sommitale. Bien que déformée et en grande partie recristallisée, la lentille semble avoir conservé quelques zonations d'assemblages minéralogiques primaires. Le profil type décrit ci-dessous se base sur les parties les plus épaisses de la lentille avec comme références les forages 1274-17-259, 1274-17-266 et 1274-16-228 (Fig. 4.5).

La partie massive est composée d'un premier niveau de sphalérite-pyrite dans lequel des grains fins à moyens de pyrite sont distribués de façon homogène dans une matrice de sphalérite (Fig. 4.9B). Ce niveau comporte également des plages mm-cm de chalcoppyrite concentrées préférentiellement aux épontes (Fig. 4.9B), ainsi que quelques clastes centimétriques d'encaissant rhyolitique incorporés dans la matrice de sulfures (Fig. 4.9C). Au-dessus, un second niveau est caractérisé par une alternance variable de bandes centimétriques (Fig. 4.10A) à pluri-décimétrique massives (Fig. 4.9A) dont la composition dominante alterne entre sphalérite et pyrite. Il s'agit d'un rubanement tectono-métamorphique des sulfures qui matérialise la schistosité principale dans les sulfures massifs (Fig. 4.10A). Dans certaines portions de sphalérite massive, la sphalérite forme des lamines millimétriques (Fig. 4.10B). Des grains de pyrite concentriques ont localement bien préservés (Fig. 4.10C). Le troisième et dernier niveau de la partie massive, occasionnellement présent, est caractérisé par l'occurrence de galène en amas/plages mélangés avec la sphalérite ou localement

en bandes mm-cm massives (Fig. 4.10D, E). Il marque la transition avec la partie semi-massive, marquée par l'augmentation graduelle de carbonates.

La partie semi-massive de la lentille se compose principalement de pyrite et sphalérite en lits millimétriques à centimétriques, avec localement de la galène, et des petites occurrences locales de chalcopryrite. Ces lits semblent indiquer un remplacement de la rhyolite A qui apparait fragmentaire au sommet de la lentille (Fig. 4.10F). De la magnétite est également présente (1-3%) parmi les sulfures, dans la partie sommitale

Les minéraux d'altération présents dans la roche encaissante (rhyolite A), sont principalement des carbonates de fer et manganèse (voir Chap. 4), du quartz, et des faibles occurrences de chlorite, séricite, avec quelques porphyroblastes de biotite. La partie semi-massive est caractérisée par une gangue particulièrement riche en carbonates.

Les principaux sulfures sont donc la sphalérite, la pyrite, la chalcopryrite et la galène. La partie massive présente des sulfosels argentifères (p.ex. : freibergite – Tableau 4.2) en phases accessoires, surtout dans les parties comportant de la galène. Dans la partie semi-massive, des occurrences d'argent natif en grains fins disséminés sont ponctuellement observés.

4.3.2.2 Sulfures disséminés (ZZP, ZZS)

La minéralisation de type sulfures disséminés fait référence à la concentration en sulfures (<35%). Elle se caractérise principalement par des disséminations de sulfures en grains fins, amas ou bien en lamines mm parallèles au litage, et donc à la schistosité principale. Dans la ZZP les disséminations se situent majoritairement de part et d'autre de la lentille principale, sur environs quelques mètres, surtout dans la partie centrale de la lentille.

Il s'agit principalement de pyrite et de sphalérite (rouge) disséminées en grains fins dans la matrice de la rhyolite, avec des concentrations plus importantes dans les parties fragmentaires, notamment au contour des lapillis (Fig. 4.11A, B). Les proportions varient globalement de 2 à localement 10% de sulfures avec une dominance de la pyrite sur la sphalérite. Il existe un niveau de

transition de quelques dizaines de centimètres entre le sommet semi-massif de la lentille principale et les sulfures à sphalérite-pyrite disséminés dans la rhyolite. Ce niveau comporte environ 20-35% de sulfures (sphalérite, galène, pyrite et traces de chalcoppyrite) sous forme de lits millimétriques et amas parallèles à la schistosité principale, dans une gangue de rhyolite fragmentaire altérée en carbonates (Fig. 4.11C, D).

La partie centrale de la ZZS est composée d'un horizon métrique riche en zinc (4-10% Zn), situé entre les niveaux -150 et -300 m sur la bordure est du panneau inférieur (voir section 4.4.3). Cet horizon présente une proportion de 10-40% de sphalérite rouge litée/laminée au cœur, qui transite avec un assemblage de carbonates-pyrite-(magnétite) vers le sommet (Fig. 4.11E - 1274-16-235). Les lits/lamines sont très fins (0,2-1 mm), très peu espacés, et contournent les fragments (Fig. 4.11F). Des grains très fins, de quelques dizaines de microns, de sphalérite sont également disséminés dans la matrice et les fragments. Les autres forages ayant intercepté cet horizon riche en zinc (i.e. 1274-16-233, 1274-17-249 : Fig. 4.6) présentent les caractéristiques d'une remobilisation importante présentées dans la sous-partie suivante (cf « brèche à fragments de rhyolite et de quartz »). Le panneau supérieur de la ZZS présente également des évidences locales de plages pluri-centimétriques semi-massives de sphalérite en remplacement de niveaux fragmentaires (i.e. 1274-14-195 : Fig. 4.6; Fig. 4.11G).

4.3.2.3 Veines/stringers de sulfures (ZZP, ZZS)

Bien qu'ils y aient des minéralisations de type sulfures disséminés, en remplacement dans les unités volcanoclastiques, plus communément, surtout dans l'éponte supérieure, les minéralisations apparaissent majoritairement sous forme de veinules et veines. Il y en a des pré-déformation principale, car partiellement à totalement transposées dans la schistosité principale, et d'autres plutôt tardives, qui la recoupe, empruntant des fractures mises en place en régime cassant (Figs. 4.12 et 4.13).

Une première famille de veinules et veines (i.e. *stringers*) est située dans les cinq mètres sous la lentille de SMV principale et est assimilée à la ZZP. Il s'agit de veines/veinules de 2 mm à 5 cm totalement ou partiellement transposées dans la schistosité principale, impliquant qu'elles se soient mises en place de façon discordante. Elles sont encaissées dans la rhyolite aphyrique A de l'éponte inférieure, altérée par l'assemblage à séricite-quartz-pyrite. Elles sont composées de sphalérite rouge et/ou de pyrite et/ou de chalcopryrite, et présentent des textures à grains fins pour la pyrite et la sphalérite et des nervures xénomorphes pour la chalcopryrite (Fig. 4.12A, B). Il est à noter que, spécifiquement dans cette zone très altérée (matériel peu compétent), l'intensité de la déformation empêche la différenciation entre des lamines initialement primaires (remplacement) remobilisées de façon concordante, et des veines/stringers, initialement discordants, transposés dans S_p ; surtout quand le champ de vision est réduit à une carotte de forage.

La seconde famille de veines/veinules a été mise en place dans l'éponte supérieure au sein des zones à zinc principale et supérieure. Elle s'avère plus communément représentée dans les parties de la ZZP dénuées de lentille de SMV, à savoir la partie ouest, et la portion proche de la surface de la partie est (Fig. 4.5). Il s'agit de veinules de 2 mm à 2 cm composées principalement de sphalérite rouge à orangé et de pyrite avec rarement des quantités accessoires de galène. Elles apparaissent tantôt rectilignes, parallèles/subparallèles à la schistosité principale (Fig. 4.12C, D), tantôt en réseau anastomosé anguleux, à ramifications recoupantes et concordantes, semblant emprunter les contours de fragments anguleux (Fig. 4.12E, F). Il semble s'agir d'un mélange entre : (1) des veinules initialement discordantes, empruntant la perméabilité texturale d'unités volcanoclastiques ayant recouvert le système hydrothermal encore actif, et (2) de la remobilisation mécanique tardive survenue lors de la déformation d'une roche compétente relativement fraîche (contrairement à l'éponte inférieure), créant des espaces de moindre pression en régime cassant.

C'est le cas par exemple de la minéralisation en sphalérite rouge (10-40%) présente sur la bordure est de la ZZS (Fig. 4.6 : 1274-16-235). Il s'agit d'une minéralisation mise en place de façon primaire par remplacement d'horizons volcanoclastiques (Fig. 4.11E,F), et qui latéralement (p. ex. : 1274-17-249 : Fig. 4.6) montre les caractéristiques d'une remobilisation mécanique par remplissage

d'une porosité structurale créée tardivement en régime cassant. Cette minéralisation s'apparente à une brèche à fragments (mm-cm) anguleux de rhyolite aphyrique et de quartz, flottant dans une matrice de sphalérite xénomorphe recristallisée (Fig. 4.13A, B, C). La Figure 4.13B illustre bien le stade précoce de remplissage de la sphalérite par dilation dans la rhyolite, avec une texture de type « *jigsaw* », alors que la Figure 4.13C illustre un stade plus avancé où les fragments de rhyolite sont flottants et désorganisés dans la matrice de sphalérite. Dans cette minéralisation, la pyrite est la phase la plus tardive car elle semble remplacer la sphalérite le long de microfractures recoupant la brèche (Fig. 4.13B).

Les principaux sulfures sont la sphalérite et la pyrite, avec de la chalcopryrite associée sous la lentille de SMV, et de la galène en phase accessoire dans l'éponte supérieure de façon relativement aléatoire. Les teneurs en argent sont relativement peu associées à cette famille de veines à l'exception de celles qui comportent de petites quantités de galène possiblement associée à de la freibergite.

4.3.2.4 Veines/veinules argentifères (ZZP, ZZS)

Bien qu'il soit difficile d'identifier spécifiquement les minéralisations responsables des teneurs en argent, car communément associées spatialement aux veines/veinules à sphalérite-pyrite de l'éponte supérieure, deux familles de veines/veinules argentifères ont été identifiées.

Veines de percement polymétalliques

Les veinules/veines de percement sont des minéralisations typiques de remobilisation tardive, syn- à post- métamorphisme. Situées proche du sommet de la lentille principale dans la Zone à zinc principale, ainsi que dans la Zone à zinc supérieure, elles forment des veines de quartz pluricentimétriques, à angle avec la schistosité principale, souvent boudinées, et recoupées par des sulfures au comportement ductile à la déformation tels que la galène et la sphalérite (Fig. 4.14A, B, C). Ces sulfures sont remobilisés sous forme de petites veinules aux épontes et à l'intérieur des

veines (fractures dans le quartz), et préférentiellement dans les zones de moindre pression que constituent, par exemple, les interfaces entre les boudins de quartz (Fig. 4.14A).

La sphalérite, la pyrite et la galène sont les sulfures dominants, bien que de la chalcopryrite y est quelquefois associée en traces. Macroscopiquement des sulfosels sont localement observés en remplissage de microfracture dans le quartz (Fig. 4.14C). Quelques porphyroblastes mm de pyrite automorphe, cristallisés tardivement, parsèment localement l'assemblage de sulfures remobilisés (exception à l'échelle de ductilité) (Fig. 4.14B). L'échelle de ductilité des sulfures est bien visible avec la galène dans les zones de moindre pression et la sphalérite et la pyrite plus en retrait. Cette minéralisation est communément riche à très riche en argent (70-500 ppm, à localement > 1000 ppm) et en antimoine (jusqu'à environ 500 ppm). Les phases accessoires porteuses de l'argent sont principalement la freibergite, présente en intercroissance dans la galène, et plus rarement la pyrargyrite, l'allargentum et la stéphanite formant des textures complexes de décomposition (voir section 4.5.3.3). Dans les veines les plus riches, de l'argent natif et de l'allargentum sont présents.

Ces veines recoupent la rhyolite A de l'éponte supérieure non altérée en phyllosilicates. Il peut toutefois y avoir une altération en feldspath potassique, une albitisation, une silicification et/ou une carbonatation.

Microveinules argentifères

Cette famille de veinules argentifères correspond à des microveinules parallèles et recoupantes (souvent une orientation orthogonale est bien développée) par rapport à la schistosité principale (Fig. 4.15A, B, C). Elles correspondent aux teneurs les plus élevées en argent (> 1000 ppm) du gîte. Elles se mettent donc en place syn- et/ou post-déformation principale dans la rhyolite A, au sein de deux zones distinctes.

La ZZS est la zone hôte la plus commune de cette famille de veinules. Au sein de la ZZS les microveinules argentifères sont composées d'argent natif et se situent à proximité de veinules et disséminations de sphalérite-pyrite. L'argent natif constitue la matrice des microveinules, dans

laquelle des micrograins de pyrite (rarement chalcopryrite) sont présents. Ces microveinules sont localement recoupées par des veinules de carbonates contenant des micrograins de sulfures disséminés comme la chalcopryrite. L'orientation orthogonale par rapport à la schistosité principale semble la plus favorable à la précipitation d'argent natif en grande quantité sans trop de sulfures associés.

Seul le forage 1274-17-266 intercepte un réseau de microveinules argentifères ailleurs que dans la ZZS. Ces dernières ont été observées dans la rhyolite A, à 1 m sous la lentille de SMV principale de la ZZP, à proximité de veines de sphalérite mielleuse (Fig. 4.15C, D). La phase porteuse de l'argent est principalement de l'acanthite, associée à de la sphalérite dans la veinule recoupant à 40° la schistosité principale (Fig. 4.15D). L'acanthite se retrouve également associée à de la pyrite et de la chalcopryrite dans une veinule de carbonate-quartz (1 cm d'épaisseur) parallèle à la schistosité principale (Fig. 4.15D; voir section 4.5.3.3 pour les détails sur la minéralogie microscopique).

4.3.3 Lentilles satellites de l'éponte supérieure

4.3.3.1 Lentille satellite 1

La lentille comprend généralement des sulfures semi-massifs (à disséminés) avec localement des bandes centimétriques à décimétriques de sulfures massifs. Elle est composée majoritairement de pyrite en grains très fins formant des lits. De la sphalérite est présente localement jusqu'à un maximum de 2%, en association avec les lits de pyrite. Elle est associée à l'assemblage d'altération à séricite-(\pm chlorite)-carbonate-albite (Chapitre 3).

Bien que non étudié dans le cadre de ce projet, en travaillant sur les sections et les photos de certains des forages ayant intercepté la minéralisation économique semi-massive et en veinules de la Zone à zinc principale proche de la surface (ronds roses sur la Figure 4.5), il semble que la roche encaissant la minéralisation soit la sous-unité de tuf à cristaux. Il pourrait s'agir d'une zone

locale située à proximité d'une faille synvolcanique (recoupant la deuxième coulée de rhyolite A) ayant permis aux fluides de remonter jusqu'au tuf à cristaux durant la période hydrothermale la plus fertile. Toutefois, le tuf à cristaux étant habituellement plus haut dans la stratigraphie, il se pourrait qu'il ait été déplacé par des structures synvolcaniques, ou bien tardivement lors de la déformation, facilité par un conduit altéré. Cette observation et interprétation ne sera plus abordée dans le mémoire.

4.3.3.2 Lentille satellite 2

Elle est composée de pyrite (\pm pyrrhotite) généralement massive, et par endroit semi-massive sous forme de veines anastomosées associées à l'altération intense en carbonate de fer et magnétite.

4.4 Distribution des métaux

Pour leur estimation des ressources du gîte B26, Camus et Valdnais-Leblanc (2018) ont créé, à partir des analyses de métaux de la base de données de SOQUEM, des échantillons composites de 3 m en moyenne, en prenant en compte le cuivre, le zinc, l'or et l'argent dans le but de construire leur modèle de blocs. Ces données ont été utilisées pour interpoler la distribution métallique du gîte B26 au sein des différentes zones minéralisées, au moyen d'une représentation en sections longitudinales moyennes étant donné la géométrie en panneaux peu épais et très étendus qui forment les zones minéralisées. Ainsi, les interpolations représentent les valeurs moyennes des différents métaux avec une mise au premier plan des valeurs plus hautes afin de les faire ressortir sur ces vues en longitudinale.

Le gîte B26 présente une zonation métallique très marquée entre la Zone à cuivre riche en or, assimilée à la zone de filonnets, située à la base au sein de l'éponte inférieure, et les zones à zinc (principale et supérieure) riches en argent, située au-dessus sous forme de disséminations, de sulfures semi-massifs à massifs concordants, et de veines/veinules de sulfures remobilisés.

4.4.1 Cuivre

Le cuivre se trouve en grande partie dans la Zone à cuivre dans laquelle il se distribue de façon très étendue et relativement continue, tant latéralement qu'en profondeur, avec néanmoins une zone de moindre concentration qui semble correspondre à l'empreinte projetée de la Zone à zinc principale (Fig. 4.16A). La partie la plus riche et continue en cuivre (la plus forée) se situe entre les sections 652500 et 653050, de la surface jusqu'à environ -100 m d'élévation. Cette zone semble se continuer en profondeur (-800 m) selon la linéation d'étirement (65° O) bien que la densité de forage ne permette pas une interpolation continue des teneurs. C'est pourtant le cas pour la partie est de la Zone à cuivre (653000-653600) qui suit la linéation de la surface jusqu'en profondeur, longeant la bordure est de la zone de moindre concentration.

Le cuivre est également présent en proportion mineure (0,5-1,5%) à la base et au sein de la lentille de SMV de la Zone à zinc principale, cloisonné à un périmètre bien défini entre les sections 652900 et 653100 et qui s'étend de 0 à - 200 m d'élévation (Fig. 4.17C).

4.4.2 Or

L'or est étroitement corrélé au cuivre. Par conséquent, la majeure partie de l'or se retrouve au sein de la Zone à cuivre (Fig. 4.16B). Une part mineure de l'or est également présente à la base de la lentille de SMV de la Zone à zinc principale, sur la périphérie est, avec des teneurs pouvant atteindre 0,1 à 0,3 ppm en moyenne (Fig. 4.17D). Toutefois, l'or s'avère grandement affecté par la déformation. Dans la Zone à cuivre, la distribution de l'or, pour les faibles teneurs (< 1 ppm), est relativement homogène et moule assez bien la distribution du cuivre. Cependant, pour les plus hautes teneurs, l'or suit une distribution très spécifique parallèle à la linéation d'étirement, formant deux corridors étroits de 50-100 m de large plongeant globalement de 65° vers l'ouest, dans la partie centrale entre les sections 652500 et 653000 (Fig. 4.16B). Localement, une valeur élevée en or est associée à une haute teneur en zinc dans le petit panneau minéralisé situé à 200 m à l'ouest de la lentille de SMV principale (Fig. 4.17D). Il s'agit d'un échantillon non disponible car utilisé plusieurs

fois pour ré-analyses suites aux multiples estimations des ressources réalisées sur le gîte. Une telle association métallique (Zn-Au) n'ayant été observé nulle part ailleurs, cette anomalie ne sera pas abordée dans le projet. Elle avait d'ailleurs été décrite comme une veine dans les journaux de sondage (forage 1274-13-90).

4.4.3 Zinc

Le zinc se distribue principalement à l'intérieur des zones à zinc principale et supérieure du gîte. Les plus fortes concentrations (> 10% Zn) se trouvent logiquement dans la lentille de sulfures semi-massifs à massifs de la Zone à zinc principale, et particulièrement sur la bordure ouest de la lentille, qui matérialise également l'axe d'épaisseur maximale (Figs. 4.5 et 4.17A). Dans la Zone à zinc supérieure les concentrations sont globalement plus faibles (0,5-3% Zn) avec néanmoins une zone plus riche en zinc (> 8%) à la périphérie est du panneau inférieur situé entre -100 et -300 m d'élévation (Figs. 4.6 et 4.18A).

Le zinc est toutefois présent, de façon très locale, au sein de la Zone à cuivre, entre les sections 653100 et 653200 et entre 0 et -150 m d'élévation (Fig. 4.16C). Les concentrations y varient de 0,5 à un peu plus de 2% localement.

4.4.4 Argent

L'argent est présent de façon relativement homogène dans l'ensemble des zones minéralisées du gîte, mais à des concentrations différentes. La Zone à cuivre est caractérisée par des valeurs d'argent variant de 5 à 20 ppm (6,7 ppm en moyenne), selon le même agencement que le cuivre, avec localement une concentration plus élevée avoisinant les 100 ppm dans la partie de la Zone à cuivre riche en zinc (Fig. 4. 16D). Dans la Zone à zinc principale, les teneurs moyennes en argent sont de 100,4 ppm (Tableau 4.1). Les hautes teneurs (> 200 ppm) se situent principalement le long de la lentille de SMV principale, surtout sur la bordure ouest, tout comme le zinc (Fig. 4. 17B). Dans la Zone à zinc supérieure l'argent est présent sur l'ensemble des zones minéralisées avec des

concentrations moyennes de 138 ppm (Tableau 4.1) et des hautes teneurs (200 à >1000 ppm) distribuées de façon éparse, pas forcément corrélées aux hautes valeurs en zinc (Fig. 4.17A, B). Une partie de cet argent se corrèle avec le plomb bien que non représenté en longitudinale (voir section 4.4.5). Un axe qui plonge de 30° vers l'ouest dans la partie située entre -100 et -300 m d'élévation semble se dessiner pour les hautes teneurs.

4.4.5 Plomb

Le plomb se retrouve étroitement associé à l'argent et, bien qu'il n'y ait pas de représentation en longitudinale (car il n'a pas été pris en compte dans le modèle de bloc), les différents profils réalisés le long des forages (p. ex. : 1274-17-259 : Fig. 4.29) et la composition géochimique roche totale des minéralisations (Tableau 4.4) illustrent bien cette association.

4.4.6 Bilan sur la distribution des métaux :

Malgré la forte transposition qui affecte en particulier la Zone à cuivre de B26, la distribution métallique, présentée ici en section longitudinale, illustre bien le découpage important entre le cuivre et le zinc mais souligne toutefois une zone de co-précipitation à cuivre-zinc, présente à la fois dans la Zone à cuivre (sections 653100-653200 et niveaux 0 à -150m – Fig. 4.16C) et dans la Zone à zinc principale (sections 652900-653100 et niveaux 0 à -200m – Fig. 4.17C). Cette zone matérialise les vestiges d'un potentiel conduit primaire (discordant) de décharge des fluides hydrothermaux (*upflow zone*). Il correspond, en effet, à l'endroit précis où la Zone à cuivre légèrement discordante apparaît très proche de la Zone à zinc principale sur la vue en plan du niveau 0 m (Fig. 4.2B).

Les corridors de hautes teneurs en or (> 4ppm), bien qu'associées à l'enveloppe de cuivre, suivent des agencements spécifiques, plus restreints latéralement, et totalement affectés par la linéation d'étirement (Fig. 4.16B). Il s'agit de bons vecteurs pour une continuité des valeurs en or en profondeur.

Les valeurs éparses de hautes teneurs en argent dans la Zone à zinc supérieur (Fig. 4.18B) reflètent une minéralogie particulière des phases porteuses de l'argent (voir sections 4.5.3.3 et 4.5.3.4).

4.5 Minéralogie et textures primaires et secondaires des sulfures et autres phases métalliques

4.5.1 Minéraux majeurs

Les minéraux majeurs sont caractérisés par une abondance généralement supérieure à 10 vol% au moins au sein d'une des trois zones minéralisées.

4.5.1.1 Pyrite

La pyrite se présente généralement sous la forme de grains ou d'agrégats subautomorphes à automorphes (Fig. 4.19A, B) dont la taille varie de très fins (20 μm) à beaucoup plus grossiers (1-3 mm). Même si la pyrite a été recristallisée et déformée, comme le montrent les textures de recristallisation métamorphique (granoblastes et joints triples à 120°), en particulier dans la lentille de sulfures massifs (Fig. 4.19C), les textures primaires sont localement partiellement préservées au sein du gisement. En effet, des textures de pyrite radiales, nodulaires, sphéroïdes ou ovoïdes plus ou moins poreuses sont assez bien conservées dans certaines parties de la lentille principale (Figs. 4.19D, E, F et 4.20A, B, C). Au sein de ces nodules primaires de pyrite, des phases comme la chalcoppyrite ou la sphalérite sont présentes sous forme d'inclusions suivant ou non un patron cristallographique spécifique, témoignant de leur co-précipitation avec la pyrite (Figs. 4.19D, E, F et 4.20A, C). Ainsi, à la base de la lentille principale ou dans les veines situées dans l'éponte inférieure à quelques mètres sous la lentille, de la chalcoppyrite est préférentiellement présente dans ces pyrites nodulaires (Figs. 4.19E, F et 4.20A), alors qu'il s'agit plutôt de sphalérite dans celles situées au cœur de la lentille principale (Fig. 4.20C). La pyrite se trouve également sous forme de grains/amas zonés,

constitués d'un cœur poreux, plus ou moins riches en inclusions, bordé par une excroissance/frange de pyrites automorphes (métamorphiques) généralement dénuées d'inclusions (Fig. 4.20B, C, D, E). Dans le minerai de sphalérite massif, la pyrite apparaît généralement sous forme de grains automorphes souvent légèrement arrondis/émoussés pauvres en inclusion à l'exception de certains présentant une texture poecilitique à inclusions de sphalérite (Fig. 4.20F). Ces grains de pyrite présentent également des bordures d'aspect ductile qui s'illustrent par des fronts d'interpénétration arrondis entre la pyrite et la sphalérite (ou « *embayed contacts* ») (Fig. 4.20F). Cela est interprété par Craig et Vaughan (1994) comme un effet d'équilibration provoqué par l'incorporation du fer de la pyrite dans la sphalérite pendant le métamorphisme prograde. La pyrite fracturée ou cataclastique est assez peu commune dans le gisement B26, probablement du fait que la pyrite soit généralement entourée de sulfures plus ductiles.

4.5.1.2 Sphalérite

La sphalérite se présente sous la forme de grains fins subautomorphes à xénomorphes qui forment généralement la matrice du minerai de sulfures massifs, en intercroissance avec la pyrite, la chalcopryrite et la galène (Figs. 4.19A, et 4.21A, B). La sphalérite est rouge-orange dans la lentille principale de SMV et les veines de l'éponte supérieure (avec 8-12 mol.% FeS) tandis qu'elle est préférentiellement jaune « mielleuse » dans l'éponte inférieure (1-4 mol.% FeS). Elle se retrouve en inclusions dans la porosité des pyrites primaires (Figs. 4.19D, 4.20C, et 4.21A), et subi une recristallisation et une homogénéisation lors du métamorphisme et de la déformation (remobilisation). Dans le minerai massif de la lentille principale, elle constitue la matrice xénomorphe (recristallisée et homogénéisée lors du métamorphisme), pauvre en inclusion, dans laquelle les grains de pyrite sont disséminés (Fig. 4.19A). Lorsqu'elle est associée à la chalcopryrite, dans la partie inférieure de la lentille et localement dans la Zone à cuivre, la sphalérite présente une texture dite de « *chalcopryrite disease* » (Barton et Bethke, 1987), caractérisée par des rangées d'inclusions micrométriques de chalcopryrite dispersées de manière aléatoire et/ou orientées cristallographiquement dans la sphalérite (Fig. 4.21B, C). Cette texture est interprétée communément comme résultant d'un

remplacement lors du métamorphisme (remplacement du Fe par le Cu dans la sphalérite; Craig et Vaughan, 1994), alors qu'elle résulterait pour certains de la co-précipitation du Cu et du Zn (Nagase and Kojima, 1997).

4.5.1.3 Chalcopyrite

Dans la Zone à cuivre, la chalcopyrite forme une matrice xénomorphe, largement recristallisée et homogénéisée, très pauvre en inclusions (Fig. 4.21D). Elle semble remplacer certaines phases de sulfures initialement présents (ex: pyrrhotite – Fig. 4.21E) et, lors de sa recristallisation, le reste des sulfures (pyrite, sphalérite) sont expulsés aux bordures des plages de chalcopyrite, souvent en contact avec la gangue (Fig. 4.21D). Toutefois, dans certaines portions de la Zone à cuivre, plus riche en pyrite, les textures d'intercroissance entre la chalcopyrite et la pyrite ont bien été préservées (Fig. 4.21F). De par sa ductilité, la chalcopyrite accommode très bien la déformation et par conséquent se loge dans les ouvertures créées dans le matériel silicaté avoisinant, formant des veinules de percement (i.e., structures de percement), en périphérie de la veine, qui recoupent la schistosité principale (Fig. 4.21G). La texture dite de « *Durchbewegung* » (Marshall et Gilligan, 1989) s'observe également à l'échelle microscopique, et la Figure 4.21H illustre très bien le processus d'incorporation progressive de clastes de l'encaissant dans la matrice de chalcopyrite, à l'origine de cette texture. Dans la Zone à zinc principale (lentille principale), la chalcopyrite apparaît sous forme de masses xénomorphes en intercroissance avec la sphalérite et la pyrite (Fig. 4.21A, B), et également sous forme de petites inclusions dans la sphalérite (i.e., *chalcopyrite disease* : Fig. 4.21C).

4.5.2 Minéraux mineurs

Les minéraux mineurs sont caractérisés par une occurrence inférieure à 10 vol% au sein des trois zones minéralisées.

4.5.2.1 Galène

La galène est généralement observée sous forme de masses xénomorphes éparses dans le minerai de sphalérite massif et dans les veines de percement polymétalliques. Elle forme des agrégats ou masses en intercroissance avec la sphalérite et la pyrite (Fig. 4.22A, B), et est communément remobilisée entre les joints polygonaux de la pyrite granoblastique (Fig. 4.22C). Elle se retrouve également sous forme d'inclusions au sein des pyrites nodulaires (Fig. 4.22D). Dans les veines de percement, en plus de former des masses xénomorphes en intercroissance avec la sphalérite (Fig. 4. 22E), la galène forme des inclusions à la fois arrondies et linéaires, cristallographiquement orientées, dans les plages de sphalérite (Fig. 4.22F). Généralement, la galène contient différentes phases de sulfosels riches en Ag-Sb (Fig. 4.22B, et voir section 4.5.3.3).

4.5.2.2 Pyrrhotite

La pyrrhotite est une phase mineure ou trace de la Zone à cuivre. Elle apparaît sous forme de petits amas isolés dans les plages de chalcoppyrite, et présente communément des textures de remplacement par la chalcoppyrite, d'origine probablement primaire. Ces textures diagnostiques témoignent d'un stade plus ou moins avancé du remplacement, avec dans un premier temps une texture caverneuse (Fig. 4.21E), puis à un stade plus avancé des « fantômes » d'amas de pyrrhotite dont il ne reste que le liseré périphérique (Fig. 4.22G). Localement, lorsqu'elle est plus abondante, la pyrrhotite forme des agrégats, affectés par une texture de recuit, en intercroissance avec la chalcoppyrite (Fig. 4.22H).

4.5.2.3 Magnétite

La magnétite est présente en phase mineure au sommet de la lentille de SMV de la Zone à zinc principale, dans les minéralisations semi-massive à disséminées, mais également dans les veines de carbonate-pyrite-quartz-biotite et les veines de percement polymétalliques. Elle forme des agrégats en intercroissance avec la sphalérite et la pyrite, et contient un nombre important

d'inclusions de toutes sortes (p.ex., pyrite, chalcopryrite, sphalérite) (Fig. 4.22I, J, K). La magnétite est généralement fracturée et présente partiellement une texture de recuit (Fig. 4.22K).

4.5.3 Minéraux en traces

Les minéraux en traces sont caractérisés par une abondance inférieure à 1% à l'échelle de l'ensemble des zones minéralisées.

4.5.3.1 Phases aurifères

Dans la Zone à cuivre, l'or se présente principalement sous forme de grains d'or natif de 10 à 200 μm , isolés dans la chalcopryrite et la gangue de quartz-carbonate des veines de chalcopryrite. Au sein de la chalcopryrite, il forme des grains allant de 10 à 200 μm associés localement à de la sphalérite, de la pyrrhotite, de la bismuthinite et du bismuth natif (Fig. 4.23A, B). Dans la gangue, l'or se présente sous forme de micrograins (10-20 μm) disséminés (Fig. 4.23C, D) ainsi qu'en remplissage de microfractures. Bien que dans la gangue les grains d'or soient généralement monominéraliques, un grain de 20 μm composé de trois phases (Or-(minéral à Bi-Se-Pb indéterminé)-chalcopryrite) a été observé (Fig. 4.23D).

D'après les analyses semi-quantitatives réalisées au MEB (analyses EDS : Annexe E.1), les grains d'or contiennent une proportion d'argent d'en moyenne 20% au sein de la chalcopryrite (Fig. 4.23A, B), alors qu'ils n'en contiennent que 5%, au plus, dans la gangue (Fig. 4.23C, D).

Bien que très localisés dans la Zone à cuivre (légère intercroissance à 44% Ag : Fig. 4.23A), de rares grains d'électrum (teneur en Ag > 45%) sont présents localement en phase accessoire dans la Zone à zinc principale (voir section 4.5.3.3).

4.5.3.2 Phases à Bi-Se-(Sn) de la Zone à cuivre

La matrice de chalcopryrite est généralement hôte de minéraux riches en bismuth et en sélénium. La bismuthinite $[\text{Bi}_2\text{S}_3]$ et l'ikunolite $[\text{Bi}_4(\text{S}, \text{Se})_3]$ se présentent sous forme d'amas xénomorphes de 100 à 300 μm qui contiennent des gouttelettes (sens géométrique) de 50 à 100 μm de bismuth natif, formant des amas biphasés (Fig. 4.23E) communément entourés d'une auréole de pyrrhotite (Fig. 4.24A). La laitakarite $[\text{Bi}_4\text{Se}_2\text{S}]$ se présente principalement sous forme d'intercroissances, dans la bismuthinite (Fig. 4.23E), et sous forme de micro-inclusions (5-15 μm) disséminées dans la chalcopryrite et localement dans la pyrrhotite (Fig. 4.24B, C). Du bismuth natif est également présent au sein d'amas de pyrite dans la matrice de chalcopryrite (Fig. 4.24D). Des rares grains de stannite $[\text{Cu}_2\text{FeSnS}_4]$ et de cassitérite $[\text{SnO}_2]$ ont été ponctuellement observés, formant des grains de 5-30 μm en intercroissance avec la chalcopryrite et en contact avec la gangue (Fig. 4.24E, F).

4.5.3.3 Sulfosels à Ag-Sb et autres phases argentifères

La freibergite $[(\text{Cu}, \text{Ag})_{10}(\text{Fe}, \text{Zn})_2\text{Sb}_4\text{S}_{13}]$ est le principal minéral argentifère du gisement. Elle correspond au pôle argentifère de la tétraédrite formée par la substitution de Cu^+ par Ag^+ . Le nom freibergite est attribué à une tétraédrite ayant une proportion d'argent supérieure à 20% impliquant un changement structurel (Riley, 1974). Dans la lentille de SMV et les veines polymétalliques argentifères des zones à zinc, la freibergite apparaît principalement sous forme de masses xénomorphes de 100 à 500 μm incluses dans les plages de galène, souvent en intercroissance avec la chalcopryrite et la sphalérite (Figs. 4.22B, et 4.25A, B). Plus localement, la freibergite est présente en périphérie d'amas polymétalliques xénomorphes dominés par l'argent natif (\pm allargentum) dans certaines veines polymétalliques de percement très riches en argent (Fig. 4.25C). L'allargentum présente une formule $[\text{Ag}_{1-x}\text{Sb}_x]$ dans laquelle x varie de 0,09 à 0,16, et dont la composition moyenne est $[\text{Ag}_{0,86}\text{Sb}_{0,14}]$ (Petruk et al., 1970). Il se retrouve en inclusions/intercroissance avec l'argent natif,

se distinguant par sa teinte plus beige crème que l'argent (Fig. 4.25C), et apparaît localement en intercroissance avec la pyrargyrite au sein d'amas à textures complexes (voir ci-dessous).

Plutôt rares, la pyrargyrite $[Ag_3SbS_3]$ et, dans une moindre mesure, la stéphanite $[Ag_5SbS_4]$, sont localement observées en intercroissance (remplacement ?) dans les masses de freibergite ainsi que dans les veines de percement riches en galène. Dans ces dernières, la pyrargyrite remplace la galène ainsi que des amas de pyrrhotite, formant des textures secondaires complexes (probablement des textures de décomposition) associées à l'allargentum (Fig. 4.25E, F). Très localement, l'argent forme de l'électrum au sein d'une plage de pyrargyrite dans laquelle des phases locales rémanentes de galène sont observées (Fig. 4.26A). Enfin, l'acanthite $[Ag_2S]$ a été observée uniquement sous la lentille de SMV de la Zone à zinc principale, sous forme de réseaux de microveinules qui remplacent de la sphalérite mielleuse pauvre en fer, associée à des carbonates et de la pyrite (Figs. 4.26B, C et 4.15D).

Pour les analyses semi-quantitatives EDS réalisées au MEB se référer à l'Annexe E.2.

4.5.3.4 Argent natif

L'argent natif est bien représenté dans le gisement et est la deuxième phase la plus importante de l'argent après la freibergite. L'argent natif apparaît principalement sous forme de microveinules, recoupant la schistosité principale, et de disséminations dans la rhyolite A de la Zone à zinc supérieure, souvent associés à des micro-grains subautomorphes de pyrite (Fig. 4.26D, E). Il est également ponctuellement distribué dans les minéralisations de types veines/veinules polymétalliques de percement (pourvu de galène), des zones à zinc, sous forme d'amas xénomorphes (ou veinules) de 100-500 μm , associés à la chalcopryrite, la freibergite, la galène et la sphalérite (Figs. 4.25C, et 4.26F). Sous cette forme, les plages d'argent sont souvent impures, et contiennent des phases internes (mineures) d'allargentum ayant une couleur légèrement moins blanche (Fig. 4.25D).

Occasionnellement, l'argent est présent dans la lentille de SMV au sein de petits amas de 20-50 μm , composés de freibergite, chalcopryrite et sphalérite, inclus dans des plages de galène et bien souvent à l'interface (ou à proximité) d'un porphyroblaste de pyrite (Fig. 4.26G).

D'après les analyses semi-quantitatives (EDS) réalisées au MEB (Annexe E.2), l'argent du gisement B26 est caractérisé par une proportion mineure de Sb qui varie de 0 à 3,62%. Il apparaît que les phases d'argent contenant une proportion mineure de Sb soient texturalement associées à l'assemblage chalcopryrite-freibergite-galène-sphalérite (Figs. 4.25C, D, et 4.26E, G). Au contraire, lorsque l'argent est seul ou associé à de la pyrite (Fig. 4.26D,E), comme c'est le cas dans les phases remobilisées dans les microfractures survenues tardivement en régime cassant (p. ex. : 232_529.2), il est pur (i.e., dénué de Sb).

4.5.4 Bilan sur l'effet de la déformation et du métamorphisme sur la texture des sulfures et autres phases métallifères

Le métamorphisme a tendance à oblitérer les textures primaires des sulfures à partir de plusieurs processus tels que la recristallisation, l'homogénéisation ou encore le grossissement de la taille des grains (Craig, 1983). Cela affecte la plupart des sulfures tels que la galène, la chalcopryrite et la sphalérite. La pyrite fait partie des sulfures partiellement réfractaires à ces modifications et peut par conséquent préserver sa composition et sa texture primaire. Cette préservation est également dépendante du degré de déformation qui, dans certains cas, pourrait totalement oblitérer les textures primaires. Dans le cas de B26, bien qu'une importante recristallisation ait affecté la grande majorité des sulfures, la pyrite a pu localement préserver des textures primaires de type nodulaire, framboïde et radiale (Figs. 4.19D, E, F et 4.20A, B, C). Des excroissances syn-métamorphisme forment généralement les bordures de ces pyrites primaires. Les autres sulfures, plus ductiles, tels que la galène, la chalcopryrite, la sphalérite, les sulfosels, alliages et éléments natifs, ont été recristallisés durant le métamorphisme prograde et rétrograde (Craig, 1983, Gammons et Williams Jones, 1995) produisant des textures secondaires rendant l'interprétation des relations texturales primaires limitée

et donc les paragenèses plutôt incertaines. Toutefois, la zonation des différents sulfures à l'échelle du dépôt suffit généralement à pouvoir élucider les événements hydrothermaux impliqués.

La déformation entraîne une remobilisation mécanique des sulfures au comportement ductile (p.ex. : galène, pyrrhotite, chalcopryrite, sphalérite) et une recristallisation (polygonisation) et fracturation des sulfures plus réfractaires (p. ex. : pyrite) (p. ex. : Gilligan et Marshall, 1987). Des textures diagnostiques observées à B26 témoignent de l'action de ces phénomènes tectono-dynamiques. Dans la Zone à cuivre, la remobilisation mécanique de la chalcopryrite s'illustre par la texture *Durchbewegung* (Marshall et Gilligan, 1989) observée dans les veines semi-massives à massives (Figs. 4.7A, B, C et 4.21H), ainsi que par le développement de structures de percement (Fig. 4.21G). Il en va de même dans les zones à zinc avec la formation de veines de percement polymétalliques à galène-sphalérite-pyrite-sulfosels-(quartz) (Fig. 4.14). La remobilisation mécanique est rarement dissociée d'une remobilisation chimique (Gilligan et Marshall, 1987; Marshall et Gilligan, 1987), comme en témoigne la présence de galène, chalcopryrite et sulfosels aux interstices des bordures de recristallisation polygonales (i.e., texture de recuit : joints triples à 120°) des pyrites (Figs. 4.19C et 4.22C).

La pyrite est donc relativement bien préservée à B26 lorsqu'elle est dans des phases plus ductiles qu'abritent les différentes zones minéralisées de B26 (sphalérite-chalcopryrite-galène). Toutefois, lorsqu'elle est disséminée dans la rhyolite, par exemple au sein de l'assemblage d'altération à séricite-quartz-pyrite, elle se fracture/débite selon l'orientation de moindre pression matérialisée par le clivage de crénulation (C_c) bien mis en évidence par les bandes de séricite (Fig. 4.27). Ainsi, dans les ombres de pression générées par la déformation, la pyrite ne recristallisant pas, le quartz adjacent subit une recristallisation sous forme de franges allongées selon l'orientation de moindre pression qui correspond en l'occurrence plus ou moins au clivage de crénulation (Fig. 4.27). L'angle de ce dernier est d'environ 45° en sens antihoraire par rapport à la schistosité principale (en lame mince), ce qui concorde avec l'observation macroscopique.

4.6 Géochimie des minéralisations

La signature en éléments traces des minéralisations reflète très bien leur minéralogie. Le gîte B26 est caractérisé par un contrôle vertical du gradient de température, qui discrimine spatialement les éléments de l'assemblage de basse température (Zn, Pb, Sb, Cd, As, \pm Tl), associés aux zones à zinc (principale et supérieure), de ceux de l'assemblage de haute température (Cu, Bi, Se, Sn, \pm In), associés à la Zone à cuivre. Trois représentations sont proposées pour illustrer la corrélation et la distribution des éléments: (1) une matrice de corrélation, utilisant le coefficient de Pearson (r), réalisée à partir de 1942 analyses métaux de SOQUEM, provenant d'intervalles minéralisés sélectionnés (Tableau 4.3); (2) une représentation par analyse en composantes principales (ACP) (composante principale 1 (CP1) vs composante principale 2 (CP2)), réalisée sur les 8 échantillons (analyses roche totale) représentatifs présentés dans le Tableau 4.4, mettant en évidence les deux principaux assemblages d'éléments avec la minéralogie (interprétée) correspondante (Fig. 4.28); et (3) la distribution de certains éléments traces (Sb, Bi, Au, Ag) le long d'un profil de forage représentatif (Fig. 4.29).

L'antimoine et le plomb présentent une forte corrélation ($r = 0,78$), probablement liée à la relation texturale existant entre la galène et la freibergite (section 4.5.3.3; Fig. 4.25A, B). Le zinc et le cadmium sont fortement corrélés ($r = 0,94$) car le cadmium est connu pour former une solution solide dans la sphalérite. L'arsenic est préférentiellement enrichi dans les zones à zinc (Tableau 4.4) et présente une corrélation modérée avec le cobalt ($r = 0,46$). De plus, son affinité avec le thallium (Fig. 4.28) semble indiquer qu'il soit préférentiellement fixé dans la pyrite (Large et al., 2001a). Le cobalt est présent dans la Zone à cuivre et les zones à zinc. Il se corréle le mieux avec l'arsenic ($r = 0,46$) et le cuivre ($r = 0,33$), et par conséquent il est suggéré qu'il soit fixé préférentiellement dans la pyrite et la pyrrhotite de la Zone à cuivre. Le cuivre est faiblement corrélé au bismuth ($r = 0,29$), probablement parce que le bismuth a une distribution plus restreinte que le cuivre à l'échelle du gisement et que le large jeu d'analyses utilisé dans le calcul de la matrice de corrélation affecte à la baisse le coefficient de corrélation. Aussi, bien que la matrice de corrélation ne prenne pas en compte

le sélénium et l'étain, les analyses de roche totale du minerai de la Zone à cuivre (Tableau 4.4) ainsi que l'analyse en composantes principales associée (Fig. 4.28), montrent très bien leur co-enrichissement étroit avec le cuivre et le bismuth.

L'or est modérément corrélé au cuivre ($r = 0,31$) alors qu'il est particulièrement fortement corrélé au bismuth ($r = 0,75$). Tout comme le bismuth, l'or a une distribution plus restreinte que le cuivre, et l'association Au-Bi se confirme aussi bien géochimiquement (Tableau 4.4; Fig. 4.28) que minéralogiquement (section 4.5.3.1). L'or est également étroitement associé au reste de l'assemblage de haute température (Se, Sn, In), comme indiqué par la représentation en ACP (Fig. 4.28).

L'argent présente un partitionnement plus complexe que l'or car il peut se fixer dans plusieurs minéraux différents en fonctions des conditions intrinsèques des fluides (Huston et al., 1996). Il présente une corrélation modérément forte avec l'antimoine ($r = 0,54$), modérée avec le plomb ($r = 0,36$), et faible à modérée avec le zinc et le cadmium ($r = 0,30$) (Tableau 4.3). Cela confirme que la freibergite est le minéral hôte principal de l'argent, mais aussi qu'il existe d'autres minéraux hôtes dépourvus de Pb, comme l'argent natif, l'allargentum et les autres phases accessoires (i.e., pyrargyrite, stéphanite, acanthite), expliquant l'absence de coefficient de corrélation fort. De plus, même si l'argent est localement enrichi en faible proportion dans les grains d'or (Fig. 4.23A, B; Annexe E.1), la valeur moyenne d'argent obtenue dans la Zone de cuivre (6,7 ppm) semble indiquer qu'une faible part de l'argent soit fixée dans la chalcoppyrite ou la pyrite primaire de la Zone à cuivre.

Le profil géochimique réalisé le long du forage 1274-17-259 (Fig. 4.29) illustre bien ces observations et la zonation métallique à l'échelle du gisement. Toutefois, le 1274-17-259 ne traverse pas vraiment la Zone à zinc supérieure.

4.7 Utilisation des éléments semi-volatils comme traceurs de la minéralisation dans les roches encaissantes

Comme introduit au chapitre 1, les éléments traces semi-volatils (p. ex. : Tl, Sb, Se) sont des traceurs efficaces des minéralisations de type SMV pour l'exploration (Large et al., 2001a; Genna et Gaboury, 2019). La méthode de mise en solution de ces éléments est plus efficace (complète) par dissolution à 4 acides que par aqua regia (Genna et Gaboury, 2019; voir section 1.5.2.1). Dans l'ensemble de la banque de données lithogéochimiques de SOQUEM (N=2111 analyses), la digestion à l'aqua regia est utilisée pour les semi-volatils (SOQ-5, ME-MS42 : Annexe A.1). Dans le cadre de ce projet, à titre de comparaison, le forage 1274-17-259 a été échantillonné avec le protocole analytique SOQ-5a (Annexe A.2) qui utilise la digestion à 4 acides (ME-MS61L) pour les semi-volatils. La Figure 4.29 illustre les différences de concentration obtenue, notamment pour Tl, qui sont logiquement plus importantes avec le protocole SOQ-5a car les silicates (dont la séricite) ont pu être mis en solution en plus des sulfures. Toutefois, les tendances d'enrichissement obtenues avec le protocole SOQ-5 sont similaires (Fig. 4.29). Dans les deux cas, le Se et le Bi sont enrichis préférentiellement dans les zones de hautes températures (i.e., Zone à cuivre et base de la lentille principale dans la Zone à zinc principale), alors que Tl et Sb sont enrichis préférentiellement dans les zones de plus basses températures affiliées au Zn (i.e., Zone à zinc principale et Zone à zinc supérieure) ainsi qu'au niveau de tuf à cristaux altéré de l'éponte supérieure qui encaisse la lentille satellite 1. Par conséquent, bénéficiant d'une quantité beaucoup plus importantes d'analyses obtenues par digestion à l'aqua regia, ces données ont été utilisées pour illustrer la distribution spatiale de ces tendances d'enrichissement existantes entre ces éléments semi-volatils et les zones minéralisées de B26.

Pour ce faire, dans un premier temps, les concentrations en Tl, Sb, Se, et Bi ont été représentées, en fonction de leur assemblage d'altération correspondant, avec leur limite de détection respective (Tl = 0,02 ppm; Sb = 0,05 ppm; Se = 0,2 ppm; Bi = 0,005 ppm; Figs. 4.30 et 4.31). Les assemblages à séricite-chlorite (hautes températures) sont enrichis en Se-Bi et très

pauvres en Tl-Sb, alors que c'est globalement l'inverse pour les autres assemblages (plus basses températures).

Par la suite, afin de pouvoir apprécier spatialement la taille des halos de concentration de ces éléments traceurs (i.e., Tl, Sb, Se), une modélisation numérique sphérique de ces derniers a été réalisée sur le logiciel 3D Leapfrog. La modélisation numérique est basée sur une interpolation sphéroïdale (similaire à un variogramme sphérique) des valeurs situées à un maximum de 75 m de distance. Il est important de garder en tête que la dimension des halos produits sera forcément plus réduite, car limités en grande partie aux sulfures. Les résultats produits, aussi bien en carte (Figs. 4.32 et 4.33) qu'en section (Fig. 4.34), illustrent bien le potentiel de ces éléments semi-volatils pour cibler les minéralisations. La valeur minimale modélisée pour chaque élément est supérieure ou égale à la limite de quantification (i.e., 3 fois la limite de détection). Au vu de la distribution de la maille de forages (ronds noirs), l'interprétation des halos modélisés est plus fiable en section (i.e., 652950 Est) car la densité de forage est beaucoup plus importante et continue qu'en carte. Toutefois, la carte reste informative en gardant à l'esprit que la modélisation se base sur une distance maximale continue de 75 m afin de rester modéré sur l'interprétation et privilégier les zones de forte densité de forage.

Ainsi, en se basant sur les sections, le halo de Tl de 0,04-0,08 ppm cible l'enveloppe de Zn (> 0,25% Zn) à environ 50-75 m de distance (Fig. 4.34A). Les valeurs de Tl > 0,08 ppm se situent au sein de l'enveloppe de Zn. Le halo de Sb de 0,15-0,5 ppm cible également l'enveloppe de Zn (> 0,25% Zn) à environ 50-75 m de distance (Fig. 4.34B). Les valeurs de Sb > 0,5 se situent au sein de l'enveloppe de Zn, ou à quelques mètres au plus, spécifiquement dans la partie centrale (Fig. 4.34B). Le halo de Se de 0,6-1,5 ppm cible l'enveloppe à Cu (> 0,25% Cu) à environ 50-100 m de distance (Fig. 4.34C). La modélisation de la partie proche de la surface est biaisée (absente) du fait de l'absence de forage échantillonné pour la lithogéochimie. Les valeurs de Se > 1,5 ppm se situent en profondeur, près de la base de l'enveloppe de Zn (Fig. 4.34C). Cette zone correspond à l'assemblage d'altération intense à séricite \geq chlorite avec une proportion de pyrophyllite normative > 2% (Fig. 3.19).

Les vues en carte de la modélisation permettent de bien visualiser la correspondance spatiale existante entre l'indice d'altération en phyllosilicates, l'enveloppe de Zn, et les halos de Sb et Tl, principalement pour la partie centrale est du gîte (niveaux 0 m et -200 m : Fig. 4.32), mais aussi pour la partie ouest bien visible sur le niveau 0 m (Fig. 4.32A,B). Concernant le Cu, sa forte concentration dans la partie centrale du gîte, qui correspond à la zone de plus faible densité de forages lithogéochimiques, biaise un peu les relations. Toutefois, dans la partie centrale est du gîte, au niveau -200 m (Fig. 4.33), le halo de Se (0,6-1,5 ppm) se corrèle parfaitement à la zone d'altération la plus intense, au sein de la Zone à cuivre, et se rattache même à l'enveloppe de Zn (i.e., base de la lentille principale marquée par l'association Zn-Cu). Il est possible que, malgré le biais d'échantillonnage, cette modélisation du halo de Se illustre bien la zone de décharge (i.e., *upflow zone*) principale des fluides hydrothermaux.

4.8 Chimie des pyrites

La pyrite est un sulfure de choix pour l'étude indirecte de la composition des fluides hydrothermaux, notamment dans les gisements de SMV modernes et anciens (p. ex. : Maslennikov et al., 2009; Genna et Gaboury, 2015; Grant et al., 2018). Elle demeure stoechiométrique dans la plupart des cas, alors que sa signature en éléments traces change grandement au fil de son histoire hydrothermale. En effet, de par son ubiquité quant à la température, la pyrite précipite à chacun des stades de minéralisation du système hydrothermal et s'avère être stable sous diverses conditions physicochimiques. Elle incorpore une quantité importante d'éléments traces dont la signature peut être utilisée pour déduire les conditions de formation des minéralisations (Large et al. 2007; Maslennikov et al., 2009). Ces éléments sont incorporés par substitution au sein de son réseau cristallin ou sous forme de nanoparticules ou micro-inclusions (Huston et al., 1995; Deditius et al., 2011). Enfin, même après la recristallisation liée au métamorphisme, la pyrite conserve dans bien des cas sa composition chimique (Craig et Vokes, 1993) et constitue donc un minéral hôte de choix pour retracer l'évolution chimique des systèmes hydrothermaux.

Les microanalyses au LA-ICP-MS (ponctuelles et intégrations de lignes) ont donc été utilisées pour identifier la signature (quantitative) en éléments traces des différents types de pyrite provenant des zones minéralisées de B26 (données à l'Annexe F.2). Les profils d'ablation laser (nombre de comptes par seconde en fonction du temps) et cartes chimiques ont permis d'illustrer semi-quantitativement la distribution spatiale des éléments traces au sein de certains grains de pyrite zonés.

Bien qu'une description approfondie des différentes textures des pyrites présentes dans les zones minéralisées de B26 ait été faite à la section 4.5.1.1, pour simplifier l'interprétation des données de LA-ICP-MS, les pyrites ont été regroupées selon deux critères principaux (Fig. 4.35) : (1) le type de minéralisation auquel elles appartiennent (cf. code couleur), et (2) la texture (automorphe ou xénomorphe) des grains et leur proportion d'inclusions (cf. symboles). Les textures correspondantes à chacune des pyrites analysées sont résumées à l'Annexe F.2.

4.8.1 Signature en éléments traces par type de minéralisation

Dans un premier temps, afin d'avoir une idée générale de la composition en éléments traces des pyrites de B26 (112 analyses), les concentrations médianes des pyrites, en certains éléments (i.e., Au, Se, Bi, In, Sn, Cu, Ag, Co, Ni, As, Zn, Tl, Sb, Pb), ont été représentées dans un graphique en fonction du type de minéralisation associé (Fig. 4.36). Les pyrites associées aux types de minéralisation présents dans l'éponte inférieure et comportant de la chalcoppyrite (i.e., « Veine de Cp » dans la Zone à cuivre; « Veine de Py-Sp-Cp » dans la Zone à zinc principale) sont particulièrement fortement enrichies en Co, Pb, Se, Bi, Cu, Ag, et Sn, avec des concentrations faibles en Au et In bien qu'elles soient relativement les plus élevées. Toutefois, à l'inverse des pyrites provenant des « veines de Py-Sp-Cp » de la Zone à zinc principale, celles provenant des « veines de Cp » de la Zone à cuivre sont pauvres en Zn, Tl et Sb, et très pauvres en As (<1ppm). Les pyrites provenant de l'assemblage d'altération à séricite-quartz-pyrite de l'éponte inférieure sont les plus appauvries en tous les éléments à l'exception d'un enrichissement modéré à fort en Se et As. Les

pyrites qui proviennent de la lentille de SMV principale (partie SSMV supérieure incluse), de la Zone à zinc principale, sont fortement enrichies en As, Co, Cu, Ag, Pb, Ni, Zn et Sb, modérément enrichies en Se, appauvries en Tl, Sn, Au et Bi, et dépourvues de In. Les pyrites provenant des « veines de Ak-Dol-Mt-Py-Bo », de la Zone à zinc supérieure, sont fortement enrichies en Ni, globalement modérément enrichies en Pb, Sb, As, Se, Co, Cu et Ag, appauvries en Zn, Tl et Sn, et dépourvues de Bi et In. Les pyrites disséminées en intercroissance avec l'argent natif, dans la Zone à zinc supérieure, ont plus ou moins la même signature que les pyrites de la lentille de SMV principale (quoique légèrement plus appauvries) à l'exception de l'Ag qui y est très fortement enrichi. Les pyrites provenant des veines de percement polymétalliques ont globalement la même signature appauvrie que les pyrites de l'assemblage d'altération à séricite-quartz-pyrite avec toutefois un fort enrichissement As, Ni et Co. Finalement, les pyrites provenant de la lentille satellite 1, encaissée dans le tuf à cristaux (rhyolite B de l'éponte supérieure), sont modérément à fortement enrichies en As, Pb, Sb, Tl, Zn, Ni, Co, Cu, faiblement à modérément en Se, Bi et Sn, et dépourvues de In.

4.8.2 Contrôles sur la distribution des éléments traces dans les pyrites

Pour illustrer les différentes corrélations inter-élémentaires en fonction de la classification des pyrites (i.e., type de minéralisation, texture, proportion d'inclusion; cf. Fig. 4.35), une sélection de diagrammes binaires inter-éléments est présentée à la Figure 4.37. À des fins de représentation plus exhaustive des corrélations inter-élémentaires, une matrice de corrélation a été réalisée à partir des 112 analyses en utilisant le coefficient de Pearson selon une distribution logarithmique des valeurs (Tableau 4.5). D'une manière générale les pyrites nodulaires, xénomorphes, et automorphes, riches en inclusions, sont les plus enrichies en Ag, Zn, Pb, Cu, Sb et As (Fig. 4.37), quel que soit le type de minéralisation. Les pyrites automorphes sans inclusions (i.e., en grain entier et/ou en bordure/surcroissance) sont globalement plus appauvries en tous les éléments à l'exception de As \pm Ni, Co (Fig. 4.37; p. ex. : Fig. 4.38A, B : bordure automorphe appauvrie sur profil d'ablation). Ces éléments sont présents dans le réseau cristallin de la pyrite (i.e., substitutions de Fe et/ou S), ils sont

donc préservés et probablement enrichis lors de la recristallisation métamorphique par rapport aux autres éléments.

4.8.2.1 Sélénium et cobalt

Les éléments tels que le Se, le Co et le Bi semblent être d'avantage contrôlés par le type de minéralisation dans laquelle les pyrites proviennent que par leur texture. Ces éléments s'avèrent être particulièrement enrichis dans les minéralisations de l'éponte inférieure comportant de la chalcopyrite (i.e., « Veine de Cp » et « Veine de Py-Sp-Cp »; Figs. 4.36 et 4.37). En effet, Se et Co sont des éléments reconnus comme étant très dépendant de la température et particulièrement enrichis dans les pyrites formées par des fluides de haute température (> 300°C) modérément à fortement réduits (p. ex. : Maslennikov et al., 2009; Keith et al., 2016). Ils sont d'ailleurs souvent utilisés comme thermomètres hydrothermaux. Le Co est toutefois moins utilisé comme thermomètre hydrothermal car il s'avère être dépendant de beaucoup d'autres facteurs. Sur les profils d'ablation des pyrites des minéralisations de l'éponte inférieure (Figs. 4.39 et 4.40), les signaux analytiques de Se et Co sont relativement homogènes et stables (tout comme As et Ni), indiquant que ces éléments ont été incorporé dans le réseau cristallin de la pyrite par substitutions de S et Fe, respectivement, plutôt que sous forme de micro-inclusions de sulfures (p. ex. : Vaughan et Rosso, 2006; Maslennikov et al., 2009).

4.8.2.2 Bismuth et plomb

Le bismuth, lui, est très soluble dans les fluides à haute température et précipite donc en plus grande quantité dans les pyrites de la Zone à cuivre (Figs. 4.36, 4.37, 4.41, et 4.42). Sur les profils d'ablation (Figs. 4.39 et 4.40), son signal est à la fois homogène, plus ou moins selon le même pattern que Se, Pb ou Co (Figs. 4.39B, D et 4.40D), et irrégulier, formant des pics seuls, localement corrélés aux pics de Se (Fig. 4.40D), ou corrélés à Pb (Figs. 4.39B, D et 4.40B). Les pics isolés de Bi et Bi-Se reflètent probablement la présence de micro- ou nano-inclusions de bismuth natif et de laitakarite (cf. minéralogie : section 4.5.3.2). La présence de pics de Bi corrélés à des pics de Pb, ainsi que

l'allure plus ou moins homogène du Pb et du Bi dans certaines portions du signal analytique, semblent indiquer la présence galène riche en Bi (et Sb, mais en moindre quantité : i.e. ratio Bi/Sb plus élevé) sous forme de micro-inclusions réparties aléatoirement (i.e., pics Bi-Pb) et de nanoparticules, réparties de façon homogène, dans les pyrites de haute température provenant des minéralisation de l'éponte inférieure (i.e., « Veine de Cp » et « Veine de Py-Sp-Cp »). De plus, le diagramme binaire Bi vs Pb illustre une corrélation préférentielle des pyrites provenant des types de minéralisation de l'éponte inférieure (Fig. 4.37). Au contraire, le diagramme Sb vs Pb reflète une très bonne corrélation pour les pyrites provenant des zones minéralisées de l'éponte supérieure, affiliées au zinc (Figs. 4.37 et 4.38B, F). Par conséquent, la galène semble présente, du moins sous forme de micro-inclusions et/ou nanoparticules, dans une grande partie des zones minéralisées de B26, mais son ratio Bi/Sb discrimine les minéralisations de haute température affiliées au cuivre (i.e., éponte inférieure) des minéralisations de plus basse température affiliées au zinc (i.e., éponte supérieure). Le fait que la galène forme des inclusions dans la pyrite est assez commun. En effet, le Pb étant moins apte à s'incorporer au réseau cristallin de la pyrite du fait de son large rayon ionique (Zhao et al., 2011), il précipite plus rapidement sous forme de sulfure à partir du fluide comparé au Fe (Koglin et al., 2010). Par conséquent, le Pb forme de la galène avant la formation de pyrite et ainsi des inclusions de galène sont souvent retrouvées en quantité importante dans la pyrite.

4.8.2.3 Cuivre et zinc

À l'image du Bi et du Pb, les pics de Cu et de Zn dépassant fortement le signal analytique homogène moyen présent dans les pyrites de B26 (Figs. 4.38B, 4.39B, D et 4.40B, D), sont dus à des micro- ou nano-inclusions de chalcoppyrite et de sphalérite, et il arrive quelques fois que ces pics soient corrélés du fait des intercroissances locales existantes entre la sphalérite et la chalcoppyrite. De plus, la nature, la proportion, et la répartition spatiale des inclusions (p. ex. : chalcoppyrite, sphalérite, galène, sulfosels) est en cohérence avec le gradient de température hydrothermal définit à B26, ce qui indique que ces inclusions se soient formées principalement par co-précipitation avec la pyrite, et sont donc significatives pour l'interprétation.

4.8.2.4 Thallium

Le thallium est caractéristique des fluides de basse température (< 300 °C) et a sensiblement le même comportement que Zn en terme de conditions de transport et précipitation; il est donc enrichi dans les minéralisation riches en zinc (Large et al., 2001a; Genna et Gaboury, 2015) et incorporé préférentiellement dans la pyrite et la galène mais aussi dans les phyllosilicates dont la séricite. Pourtant, la concentration en TI est relativement faible dans les pyrites de B26 (i.e., 0,01-20 ppm : Fig. 4.36; Annexe F.2).

4.8.2.5 Arsenic

L'arsenic est un élément fortement enrichi dans les pyrites provenant des zones à zinc de B26 (Fig. 4.36). Sur les profils d'ablation des pyrites, l'As est caractérisé par un signal stable et homogène (Figs. 4.38, 4.39, 4.40 et 4.43). Il présente une corrélation négative avec le Se (Fig. 4.37; Tableau 4.5) car ces deux éléments sont en compétition pour le même site du S (Maslennikov et al, 2009). De plus, comme le montre le diagramme Se vs As (Fig. 4.37), As est, à l'inverse de Se, préférentiellement enrichi dans les pyrites précipitées à plus basses températures.

4.8.2.6 Nickel

Le nickel est particulièrement enrichi dans les pyrites automorphes sans inclusions des minéralisations provenant des zones à zinc, incluant également les bordures automorphes des pyrites zonées (Fig. 4.37, 4.43 et 4.44). Il reste néanmoins enrichi en relativement faible quantité dans les pyrites de haute température avec les éléments d'affinité magmatique (p. ex. : cœur poreux de la pyrite nodulaire : Fig. 4.41). Son fort enrichissement dans les bordures automorphes des pyrites zonées (p. ex. : Fig. 4.44) marque très bien les zonations de croissance tout comme As et Co. Ces bordures étant également dénuées des autres éléments habituellement enrichis dans les cœurs de pyrite, il est suggéré qu'elles reflètent une cristallisation et un enrichissement syn-métamorphisme de ces éléments (i.e., Ni, As, Co) présents dans le réseau cristallin de la pyrite. De plus, les pyrites

présentes dans la minéralisation de type « Veine de percement polymétallique riche en Ag » sont très enrichies en Ni (Fig. 3.37 et 4.43A, B).

4.8.2.7 Or

Bien que l'Au ait été documenté comme enrichi sous forme de grains inclus principalement dans la chalcopryrite, certaines analyses de pyrites, nodulaires ou automorphes à cœur poreux xénomorphe, provenant des minéralisations de l'éponte inférieure (i.e., « Veine de Cp » et « Veine de Py-Sp-Cp ») sont faiblement enrichies en Au (i.e., 0,1-2 ppm : Figs. 4.37, 4.39 et 4.40). Ces pyrites (sélectionnées volontairement pour illustrer l'Au sur les profils d'ablation) ont un contenu anormalement élevé en As comparé aux autres pyrites de l'éponte inférieure (Figs. 4.45 et 4.36). Sur les profils d'ablation, le signal de l'Au est relativement bien corrélé à celui de l'As (Figs. 4.39 et 4.40). Cette relation a été très bien documentée de par l'importance que l'As exerce sur la solubilité de l'Au (Reich et al., 2005). Le diagramme binaire Au vs As (Fig. 4.45) illustre bien ce contrôle. Les valeurs en Au > 0,1 ppm ont une valeur en As > 1000 ppm. Les champs du diagramme Au vs As confirment ce que les signaux analytiques des profils d'ablation illustrent, à savoir que Au est contenu dans le réseau cristallin de la pyrite et non pas sous forme d'inclusion. À l'inverse, dans les pyrites de la Zone à cuivre très appauvries en As, Au semble préférentiellement enrichi dans les plages de chalcopryrite situées en périphérie (Fig. 4.40C, D) ou en très faible quantité dans les cœurs de certains grains (Figs. 4.41 et 4.42). Sur la carte chimique présentée à la Figure 4.41, l'absence de l'Au dans la chalcopryrite est sûrement due à la recristallisation et homogénéisation de la chalcopryrite (lors de la déformation et du métamorphisme) participant à expulser l'Au sous forme de grains isolés. Enfin, sur la carte chimique d'une pyrite zonée (Fig. 4.44) provenant de la lentille de SMV principale (Zone à zinc principale), l'Au est présent en micro-inclusions plus ou moins corrélées à l'Ag et au Cu dans le cœur xénomorphe et poreux de la pyrite (i.e., probablement enrichi dans des micro-inclusions d'électrum et de chalcopryrite).

4.8.2.8 Argent

Les pyrites de B26 provenant des minéralisations « Veine de Cp », « Veine de Py-Sp-Cp », « Lentille de SMV principale », et « Py diss, en intercroissance avec Ag natif / Aca », et ayant des textures majoritairement xénomorphes et nodulaires (ou dans certains cas automorphes avec inclusions : cf. « Py diss, en intercroissance avec Ag natif / Aca ») ont des concentrations en Ag comprises entre 10 et 1300 ppm (Fig. 4.37). L'Ag est donc enrichi dans des pyrites de basse et haute températures, aux seins des épontes inférieures et supérieures du gîte. D'une manière générale, d'après la matrice de corrélation (Tableau 4.5), pour l'ensemble des types de minéralisation, l'Ag se corrèle très bien au Cu ($r= 0,81$), Pb ($r= 0,79$) et Sb ($r= 0,79$). Toutefois, les diagrammes binaires permettent de discriminer ces corrélations par type de minéralisation :

Dans les pyrites provenant des minéralisations de type « Veine de Cp » et « Veine de Py-Sp-Cp », l'Ag se corrèle très bien au Cu, au Pb et au Bi (Fig. 4.37). Sur les profils d'ablation, le signal analytique de l'Ag est à la fois irrégulier, en pics de faibles amplitudes très fréquents corrélés à Cu-Pb-Bi dans les pyrites nodulaires et riches en inclusions (Figs. 4.39 et 4.40A,B), et à la fois homogène et stable, corrélé à Pb-Bi-Cu-Co dans les pyrites xénomorphes sans micro-inclusions apparentes (Fig. 4.40C,D). Par conséquent, l'Ag est enrichi dans des micro-inclusions de chalcoppyrite et Bi-galène (i.e., signaux analytiques irréguliers), et également aux seins de nanoparticules de Bi-galène distribuées de façon homogène (i.e., signaux analytiques homogènes stables), ou bien directement dans le réseau cristallin de la pyrite (la corrélation étroite des signaux analytiques de Ag-Co semblent témoigner d'un partage du même site de substitution au Fe). Dans ces types de minéralisation, l'Ag est transporté sous forme de chloro-complexe (AgCl_2^-) à haute température tout comme le Cu et le Bi (Huston et al., 1996). Sur la Figure 4.40C, D, le signal de l'Ag reste identique en passant dans la chalcoppyrite. Aux vues des quantités relativement importantes d'Ag conservées dans les pyrites primaires de haute température de l'éponte inférieure (Figs. 3.36 et 3.37; Annexe F.2), et de la faible quantité d'Ag des analyses de roche totale des minéralisations (Tableau 4.4), il est probable qu'une

partie de l'Ag contenu dans la chalcoppyrite ait été remobilisée plus haut vers la lentille de SMV principale au cours de l'évolution du système hydrothermal.

Dans les pyrites provenant de la lentille de SMV principale (partie semi-massive incluse) de la Zone à zinc principale, l'Ag se corrèle très bien au Cu, au Pb et à Sb (Fig. 4.37). Sur les profils d'ablation (Fig. 4.38B,F), le signal analytique de l'Ag est plus ou moins homogène et fortement corrélé à Sb-Pb avec toutefois quelques pics qui semblent d'avantage corrélés au Cu. Ainsi, l'Ag est probablement enrichi dans des nanoparticules de Sb-galène réparties de façon homogène dans la pyrite. En effet, l'Ag forme une solution solide avec Sb (i.e., AgSbS_2) dans la galène (Huston et al., 1996). D'ailleurs, cette solution solide (i.e., AgSbS_2) est bien illustrée sur le profil d'ablation de la galène bordant les pyrites automorphes sans inclusion (et dépourvues d'Ag) de la minéralisation de type « Veine de percement polymétallique riche en Ag » (Fig. 4.43A, B). Enfin, dans la lentille de SMV principale, l'Ag est transporté à plus basse température sous forme de thio-complexe $(\text{AgHS})_2^-$ (Huston et al., 1996).

Dans les pyrites provenant de la minéralisation de pyrite disséminée en intercroissance avec de l'argent natif (équivalent disséminé des microveinules argentifères perpendiculaires à la schistosité principale : cf. section 4.3.2.4) dans la Zone à zinc supérieure (i.e., « Py diss, en intercroissance avec Ag natif / Aca »; Fig. 4.43C), l'Ag est corrélé à Sb et au Cu de façon différente des autres pyrites, et sa concentration en Pb est plus faible (Fig. 4.37). Sur le profil d'ablation (Fig. 4.43D) le signal analytique d'Ag est très fort et semble se corrélérer davantage à $\text{Sb} \pm \text{Cu}$ qu'au Pb dont le signal est plat indépendamment des variations d'Ag. Il se pourrait que l'Ag soit incorporé dans des micro- ou nano-inclusions de freibergite et d'argent natif \pm allargentum.

4.8.3 Bilan

Les résultats obtenus montrent que bien qu'il y ait eu un enrichissement ou appauvrissement de certains éléments présents en substitution au Fe et/ou au S durant le métamorphisme, la composition chimique des pyrites de B26 n'a pas été modifiée de façon importante.

La galène étant omniprésente en micro-inclusions et/ou nanoparticules dans la majorité des pyrites de B26, le rapport Sb/Bi est très efficace pour discriminer les minéralisations de hautes températures (éponte inférieure) affiliées au cuivre ($\text{Sb/Bi} \geq 2 \text{ ppm}$), des minéralisations de plus basses températures (éponte supérieure) affiliées au zinc ($0,01 \leq \text{Sb/Bi} \leq 2 \text{ ppm}$). De plus, l'utilisation du Se comme proxy pour estimer la température des fluides fonctionne très bien pour les pyrites de B26 (beaucoup mieux que le Co : cf. diagramme Se vs Co; Fig. 4.37). Par conséquent, le diagramme Se vs Sb/Bi est plutôt bien approprié pour discriminer les pyrites de B26 (Fig. 4.46A).

Certains auteurs suggèrent l'utilisation du rapport Se/Tl pour discriminer les minéralisations à Cu des minéralisations à Zn dans les SMV (Maslennikov et al., 2009; Genna et Gaboury, 2015). Toutefois, le Tl n'est pas assez enrichi dans les pyrites des zones à zinc de B26 pour pouvoir être discriminant (Fig. 4.47).

D'autres rapports, utilisant des éléments présents dans le réseau cristallin de la pyrite (Co, Ni, As), ont été utilisés pour les pyrites de B26 (p. ex. : Co/Ni, Ni/As) car ils permettent encore mieux de distinguer certains des types de minéralisation identifiés (Fig. 4.46B, C, D).

Tout comme la géochimie de roche totale des roches encaissantes (cf. traceurs Se, Sb, Tl : section 4.7), l'étude de la chimie des pyrites est un outil très performant pour documenter la nature et l'évolution des fluides hydrothermaux à l'origine des minéralisations de B26. L'enrichissement en éléments d'affinité magmatique (p. ex. : Bi, Se, $\pm\text{Sn}$; p.ex., Neves Corvo : Huston et al., 2011) dans les pyrites de haute température de la Zone à cuivre (Figs. 4.36, 4.37 et 4.41), globalement très pauvres en As, semble en faveur d'une contribution en fluides (ou volatils) magmatiques pauvres en As dans le système hydrothermal. Cet appauvrissement en As dans les pyrites de la Zone à cuivre peut aussi provenir d'un héritage des roches de l'éponte inférieure pauvres en As (absence de roche sédimentaire) lessivées par les fluides. Le contenu élevé en As dans les autres pyrites résulterait probablement d'une augmentation importante de l'interaction fluide-roche ou bien tout simplement du fait que l'As précipite préférentiellement à basse température, ce qui semble être l'explication la plus probable dans le cas présent (Xing et al., 2019).

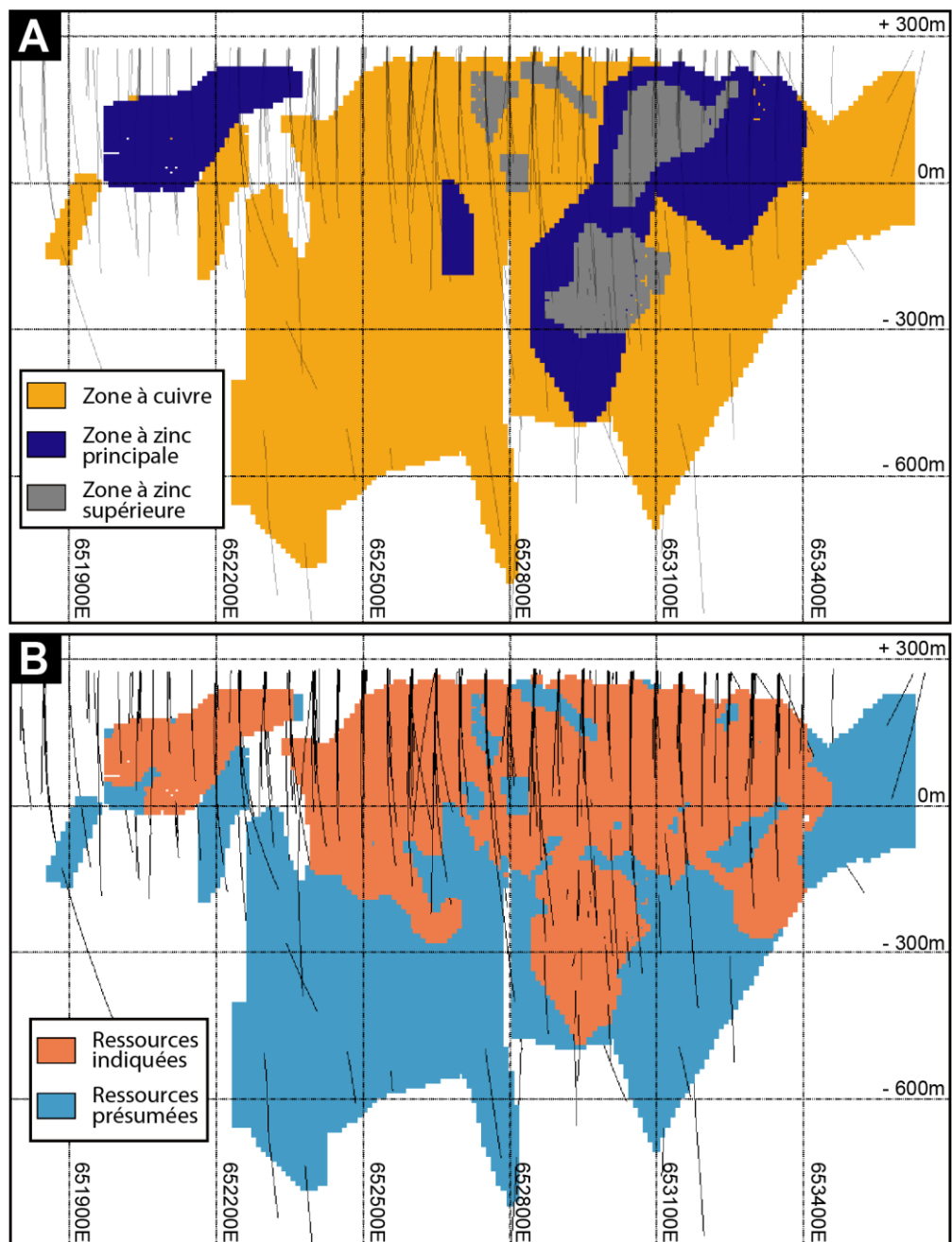


Figure 4.1 : Vue en longitudinale (regard nord) des (A) zones minéralisées projetés sur un même plan, et des (B) types de ressources estimées (mod. de Camus et Valdnais-LeBlanc, 2018).

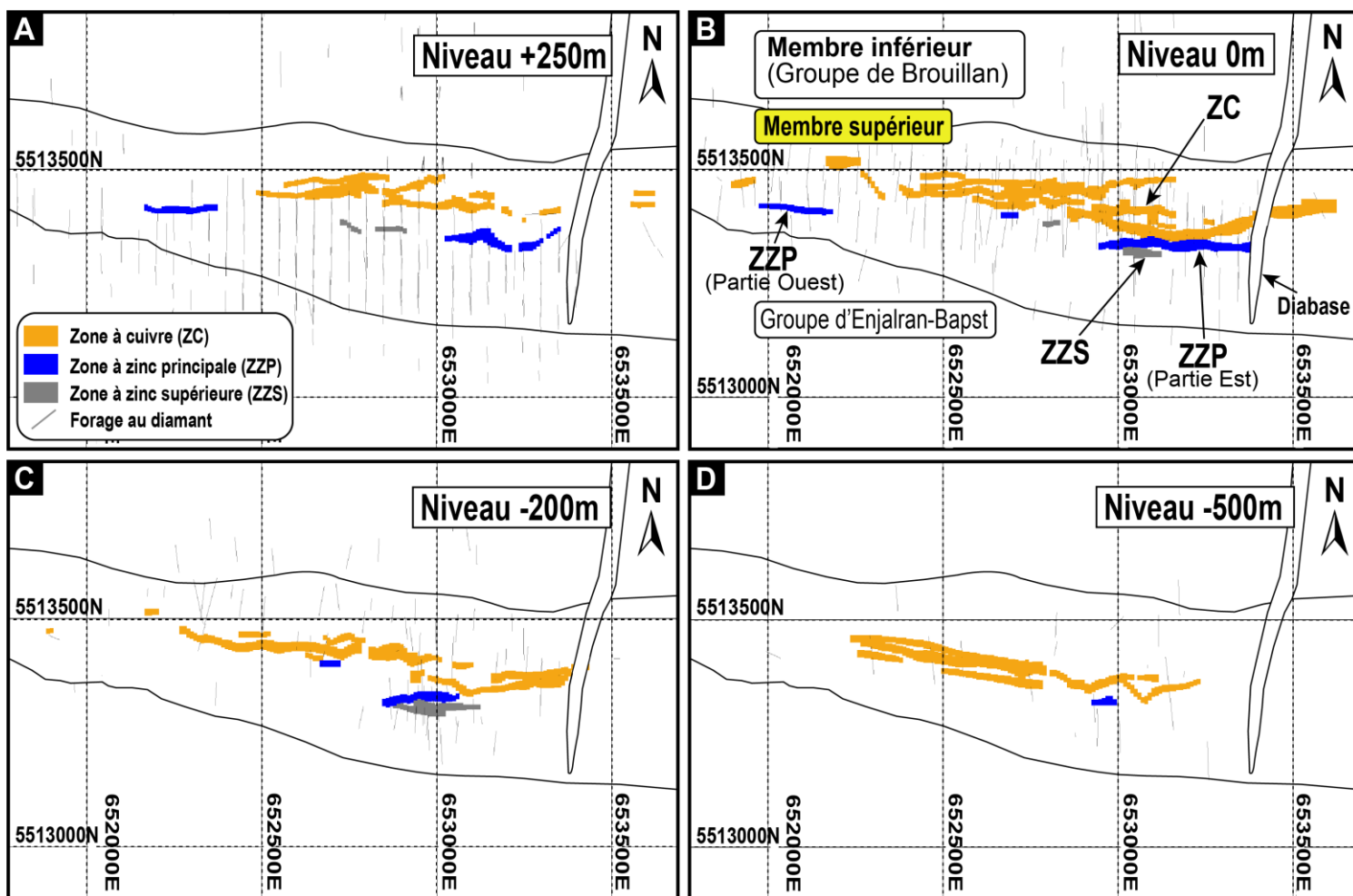


Figure 4.2 : Vue en plan à différents niveaux (+/- 50m) des zones minéralisées.

A) Niveau +250 m. B) Niveau 0 m. C) Niveau -200 m. D) Niveau -500 m.

Tableau 4.1 : Estimation des ressources du gîte B26 présentée dans son ensemble et par zone minéralisées (modifié de Camus et Valdnais-LeBlanc, 2018).

Zone	Tonnage (t)	Classification		Cu (%)	Zn (%)	Au (g/t)	Ag (g/t)
Zone à cuivre	651 000	Indiquée	Fosse	1,82	0,04	1,1	5
	14 000	Présumée	Fosse	1,33	0,01	0,19	2
	3 713 000	Indiquée	Sous-terrain	2,01	0,1	0,87	7
	4 232 000	Présumée	Sous-terrain	2,1	0,04	1,03	7
	8 610 000	Ind. & Prés.	Total	2,04	0,07	0,96	6,84
Zone à zinc principale	160 000	Indiquée	Fosse	0,06	2,04	0,03	120
	2 244 000	Indiquée	Sous-terrain	0,24	4,98	0,09	99
	120 000	Présumée	Sous-terrain	0,14	4,8	2,93	66
	2 524 000	Ind. & Prés.	Total	0,22	4,79	0,22	98,76
Zone à zinc supérieure	203 000	Indiquée	Sous-terrain	0,01	3,02	0,07	138
	40 000	Présumée	Sous-terrain	0,01	4,85	0,1	137
	243 000	Ind. & Prés.	Total	0,01	3,32	0,07	137,84
TOTAL	811 000	Indiquée	Fosse	1,48	0,43	0,89	28
	14 000	Présumée	Fosse	1,33	0,01	0,19	2
	6 160 000	Indiquée	Sous-terrain	1,3	1,98	0,56	45
	4 392 000	Présumée	Sous-terrain	2,03	0,22	1,08	9
	6 972 000	Indiquée	Total	1,32	1,8	0,6	43
	4 406 000	Présumée	Total	2,03	0,22	1,07	9
	11 378 000	Ind. & Prés.	Total	1,59	1,19	0,78	29,83

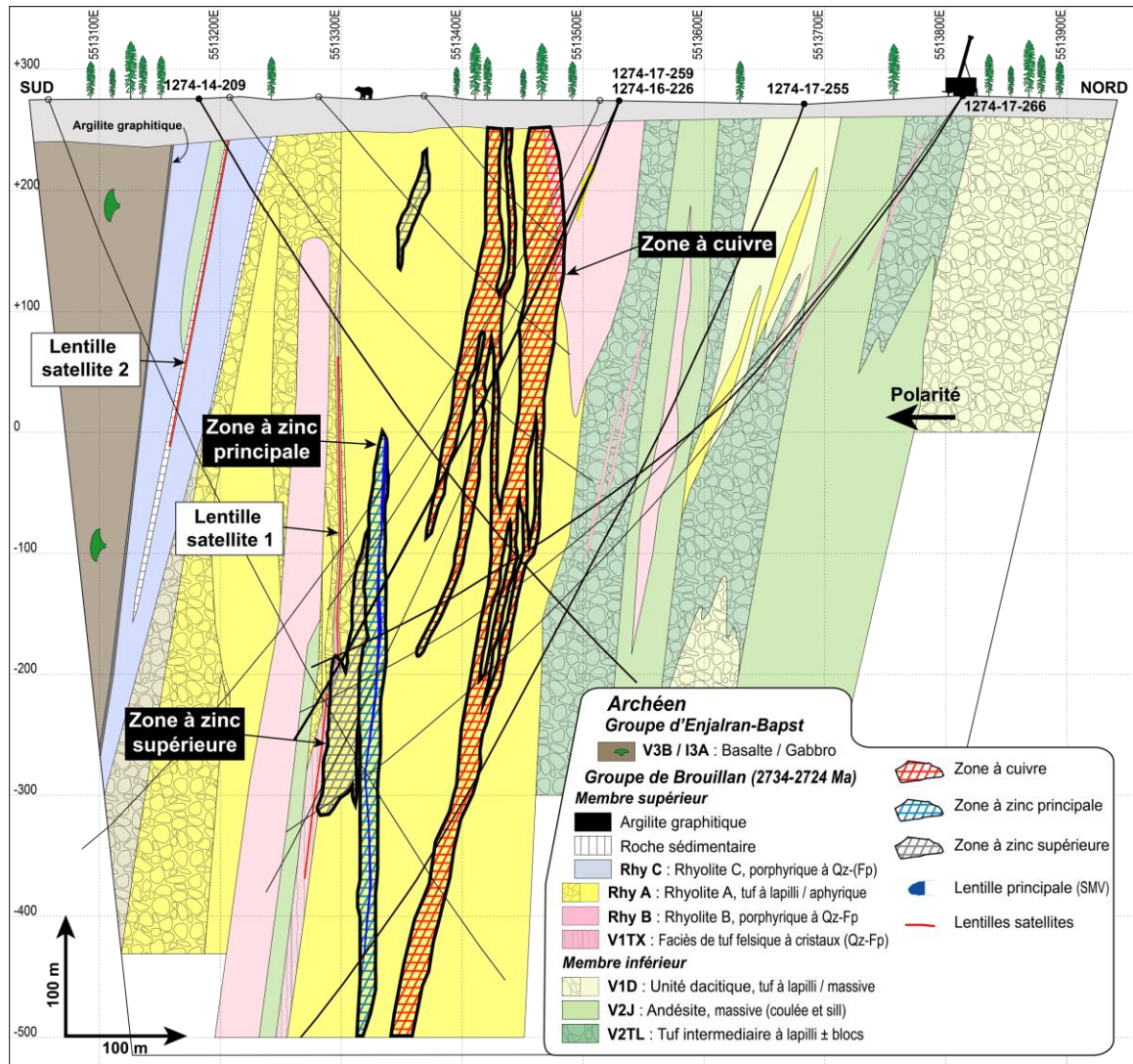


Figure 4.3 : Section géologique type centrée sur la section 652950E (tolérance de +/- 50m), illustrant la position des zones minéralisées du gîte B26 par rapport aux unités lithologiques.

La lithologie a été mise en transparence afin de mieux faire ressortir les zones minéralisées. Cette section type a été interprétée à partir des forages de SOQUEM.

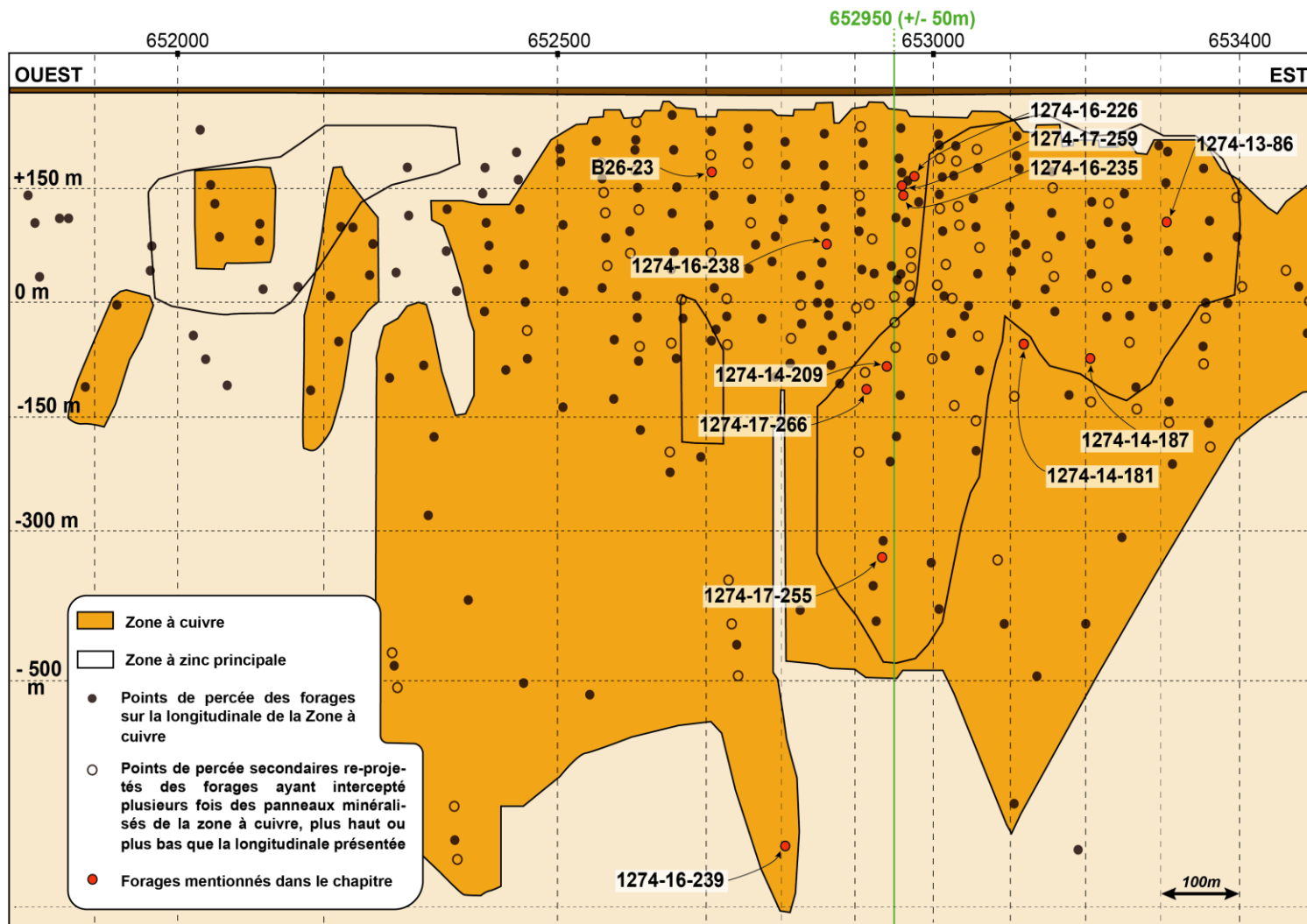


Figure 4.4 : Vue en longitudinale du plan moyen de la Zone à cuivre. Les points de percée des forages ont été projeté sur ce plan moyen.

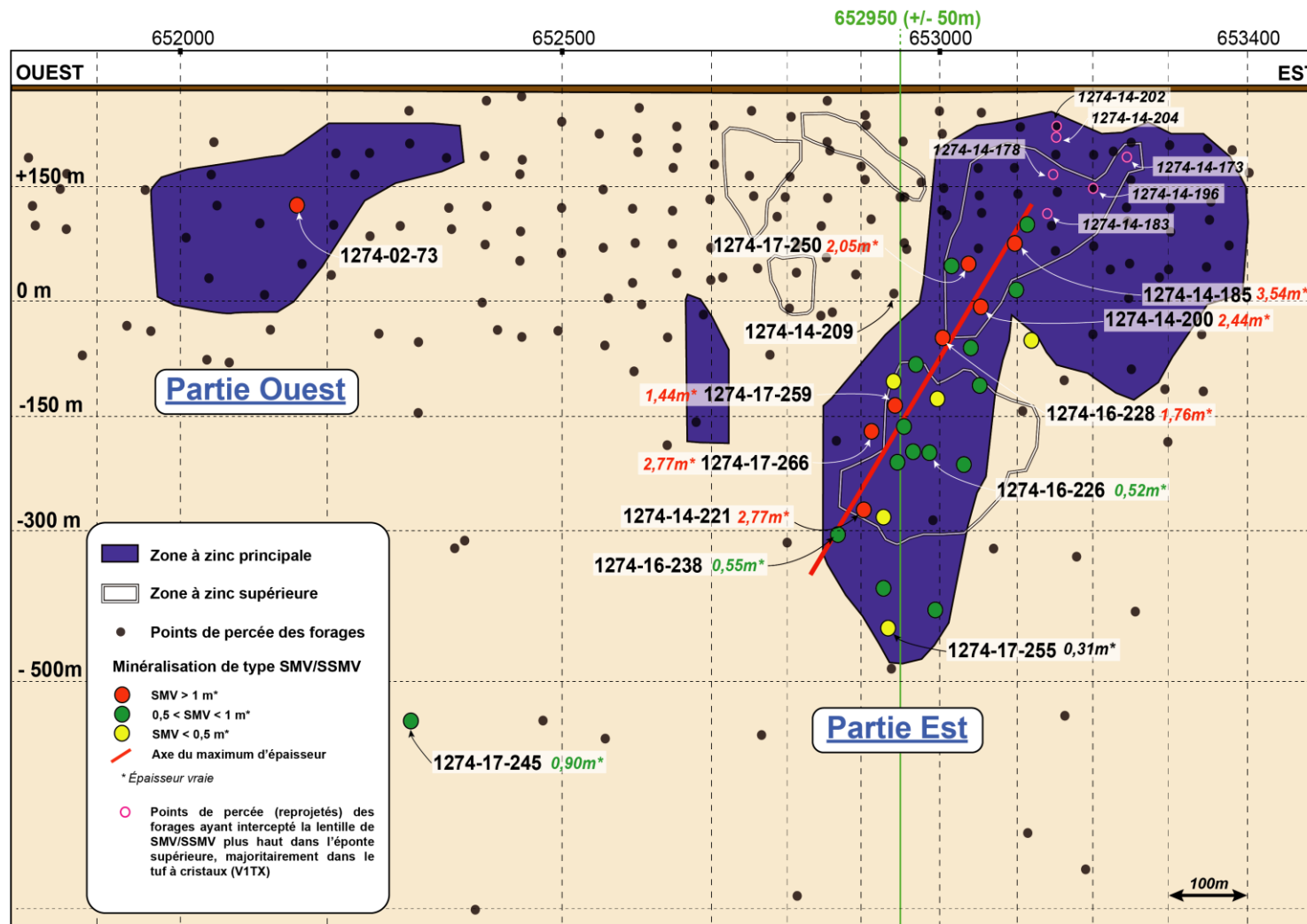


Figure 4.5 : Vue en longitudinale du plan moyen de la Zone à zinc principale. Les points de percée des forages ont été projeté sur ce plan moyen.

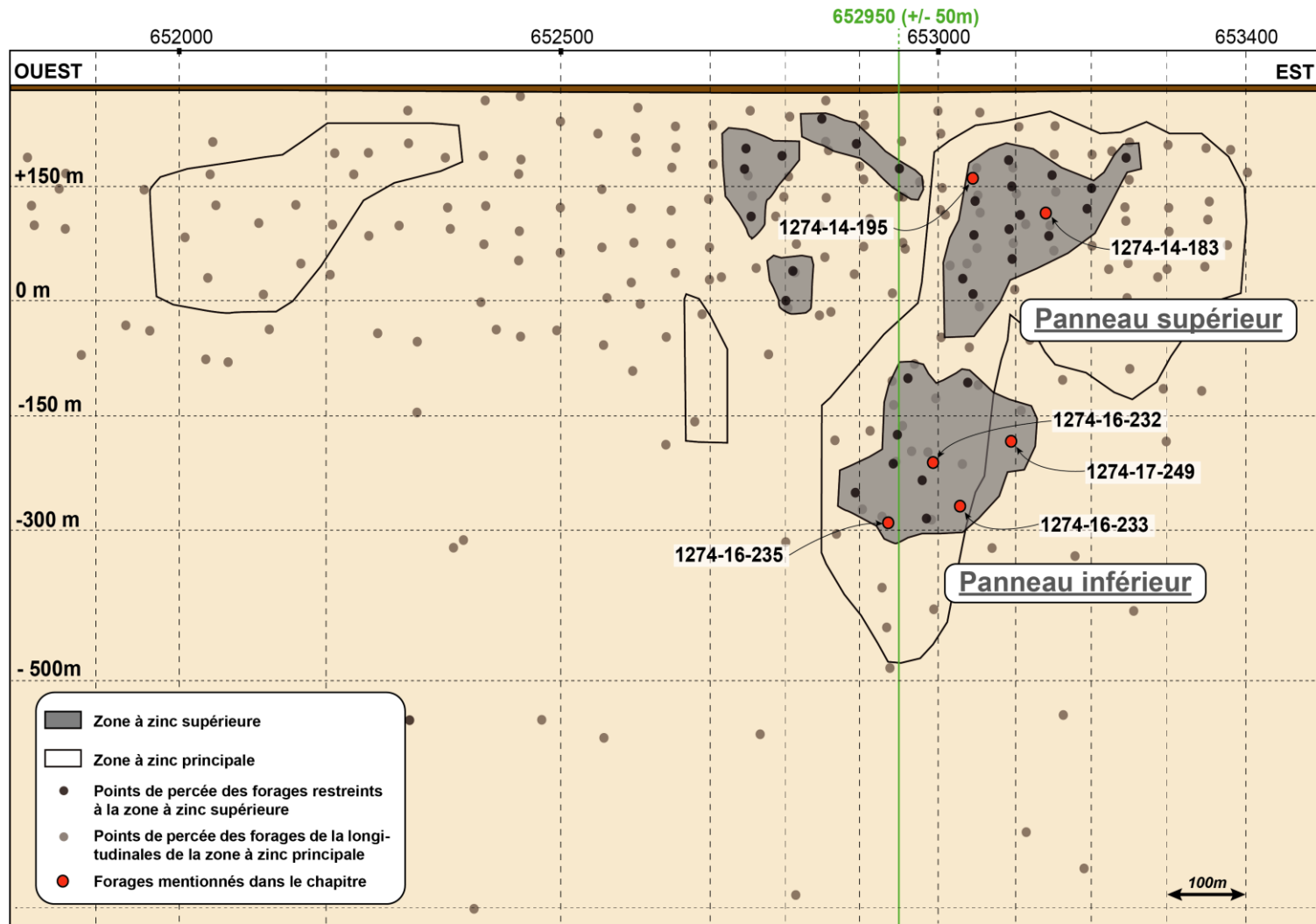


Figure 4.6 : Vue en longitudinale du plan moyen de la Zone à zinc supérieure. Les points de percée des forages ont été projeté sur ce plan moyen.

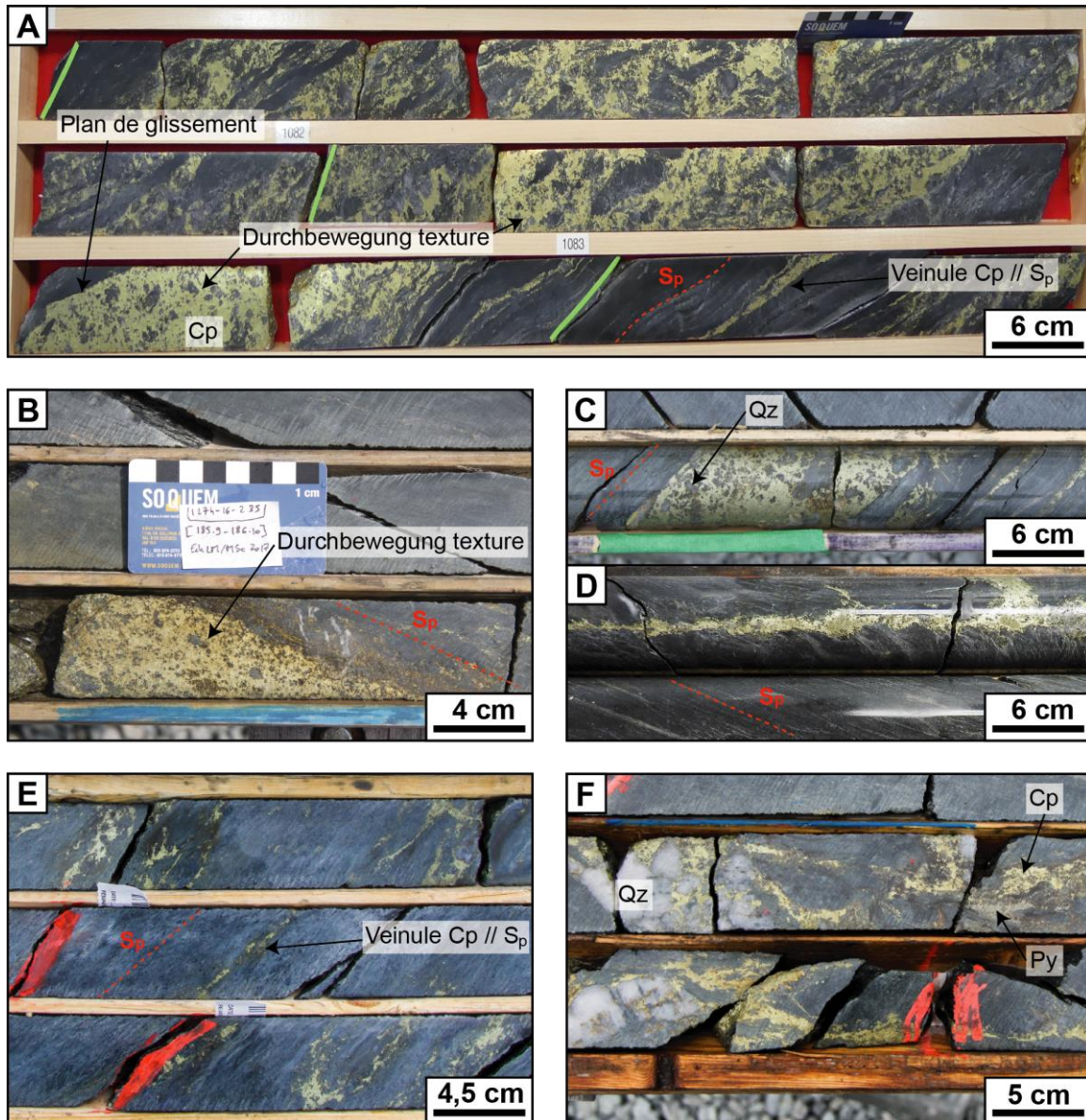


Figure 4.7 : Photomontage des minéralisations de la Zone à cuivre.

A,B,C) Veines semi-massives à massives et veinules de chalcopyrite, transposées dans la schistosité principale, et présentant des plans de glissement et une texture de *Durchbewegung* (A : 1274-16-236_1081m; B : 1274-16-235_186m; C : 1274-14-191_195m). D) Veine (percement) de chalcopyrite à angle avec la schistosité principale (1274-17-252_336m). E) Veinules de chalcopyrite transposées dans la schistosité principale (1274-17-245_864m). F) Veines/veinules de chalcopyrite-(± pyrite) recoupant des veines de quartz (1274-16-235_150m).

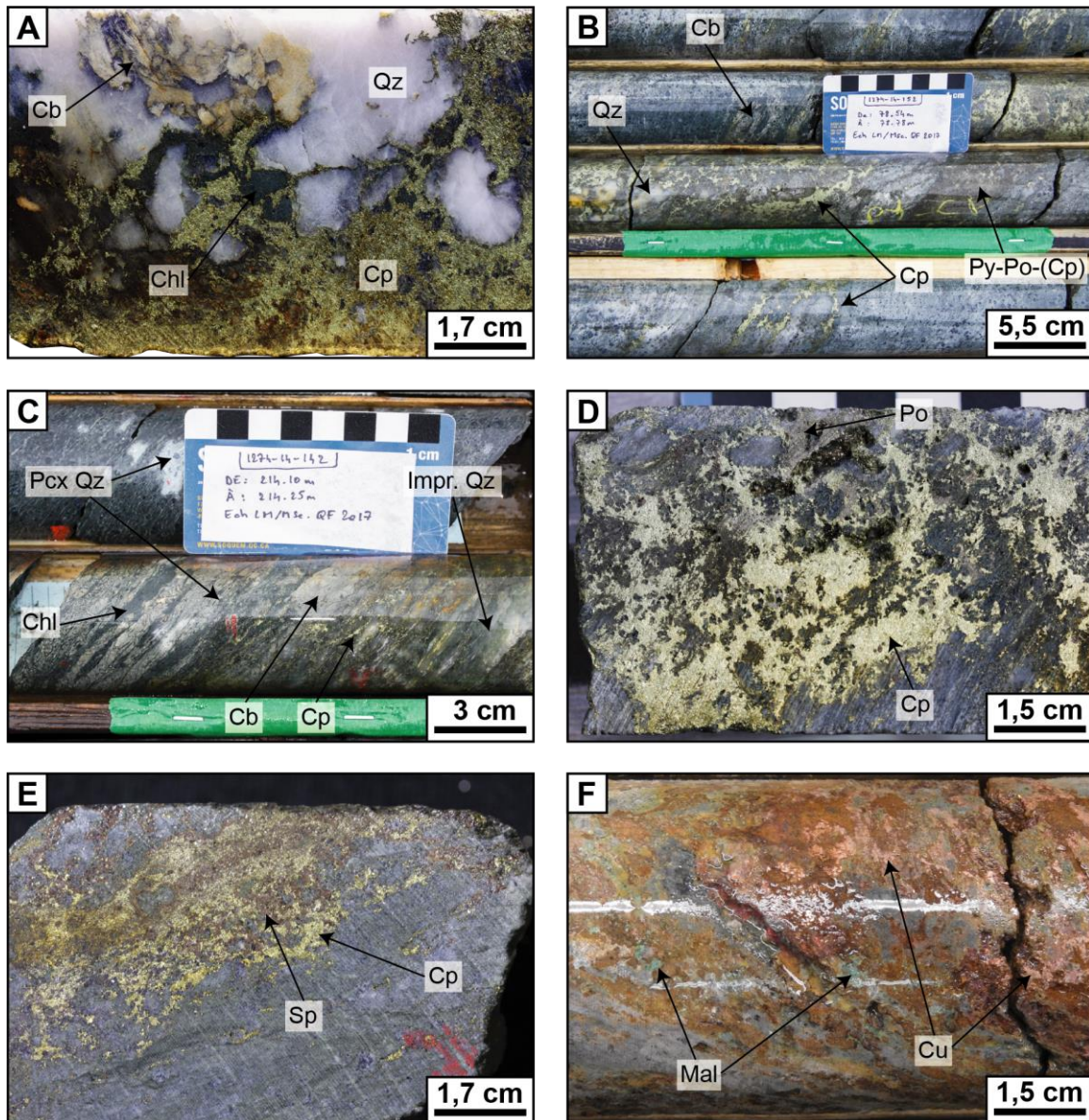


Figure 4.8 : Photomontage des minéralisations de la Zone à cuivre (suite).

A) Veine de chalcopyrite-quartz-carbonate-(chlorite) illustrant le développement de structures de percement de la chalcopyrite dans le quartz marquées par l'incorporation de clastes de quartz dans la matrice de chalcopyrite (1274-16-224_123m). B) Veine semi-massive à chalcopyrite-(pyrite-pyrrhotite) associées à une silicification pervasive et des carbonates (1274-14-152_78m). C) Veine dominée par une imprégnation de carbonate-silice-chlorite en bandes parallèles à la schistosité principale, dans laquelle de la chalcopyrite y est disséminée (1274-14-142_214m). D) Veine massive à chalcopyrite-(pyrrhotite) (1274-17-245_860m). E) Veine semi-massive à chalcopyrite-sphalérite (1274-16-226_50m). Carotte oxydée présentant des occurrences de cuivre natif et de malachite (1274-16-228_60m).

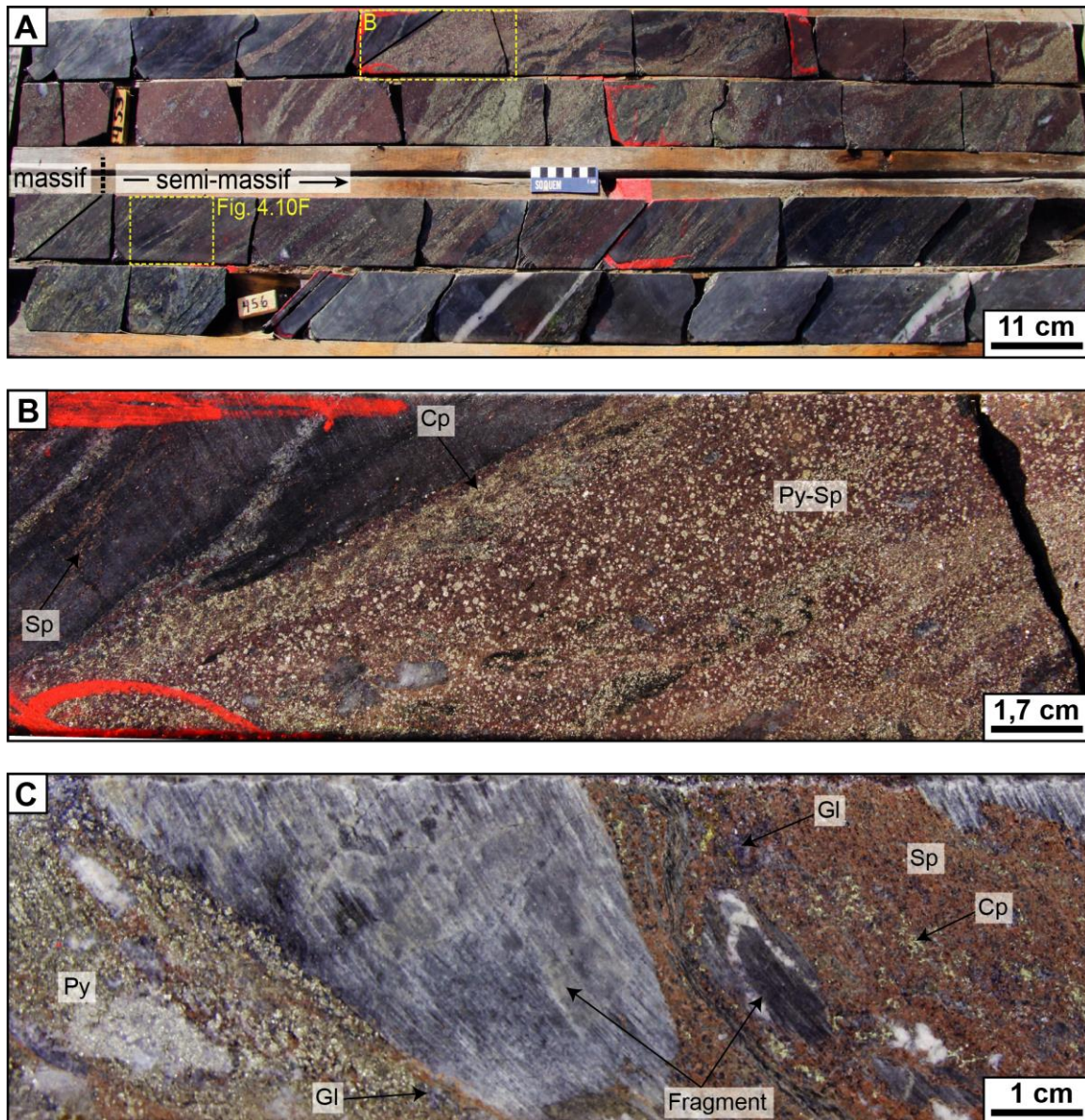


Figure 4.9 : Photomontage de la minéralisation de sulfures semi-massifs à massifs de la lentille principale, Zone à zinc principale.

A) Exemple d'une intersection de la lentille principale qui passe de massive à semi-massive vers le sommet (1274-17-259_451-456m). B) Éponte inférieure de la lentille principale, avec une bande de 1-2 cm de chalcopyrite remobilisée au contact avec la rhyolite alors que le minerai de la partie interne se compose de grains fins-moyens de pyrite disséminés dans une matrice de sphalérite. La rhyolite est minéralisée en dissémination de sphalérite. Un début de percement de sphalérite-chalcopyrite est matérialisé au contact lentille/rhyolite (1274-17-259_452m). C) Partie interne de la lentille de sulfures massifs dominée par la sphalérite et la pyrite avec une part mineure de chalcopyrite et galène. Des fragments de roche encaissante (rhyolite A) ont été incorporé à la matrice de sulfures (1274-17-250_289m).

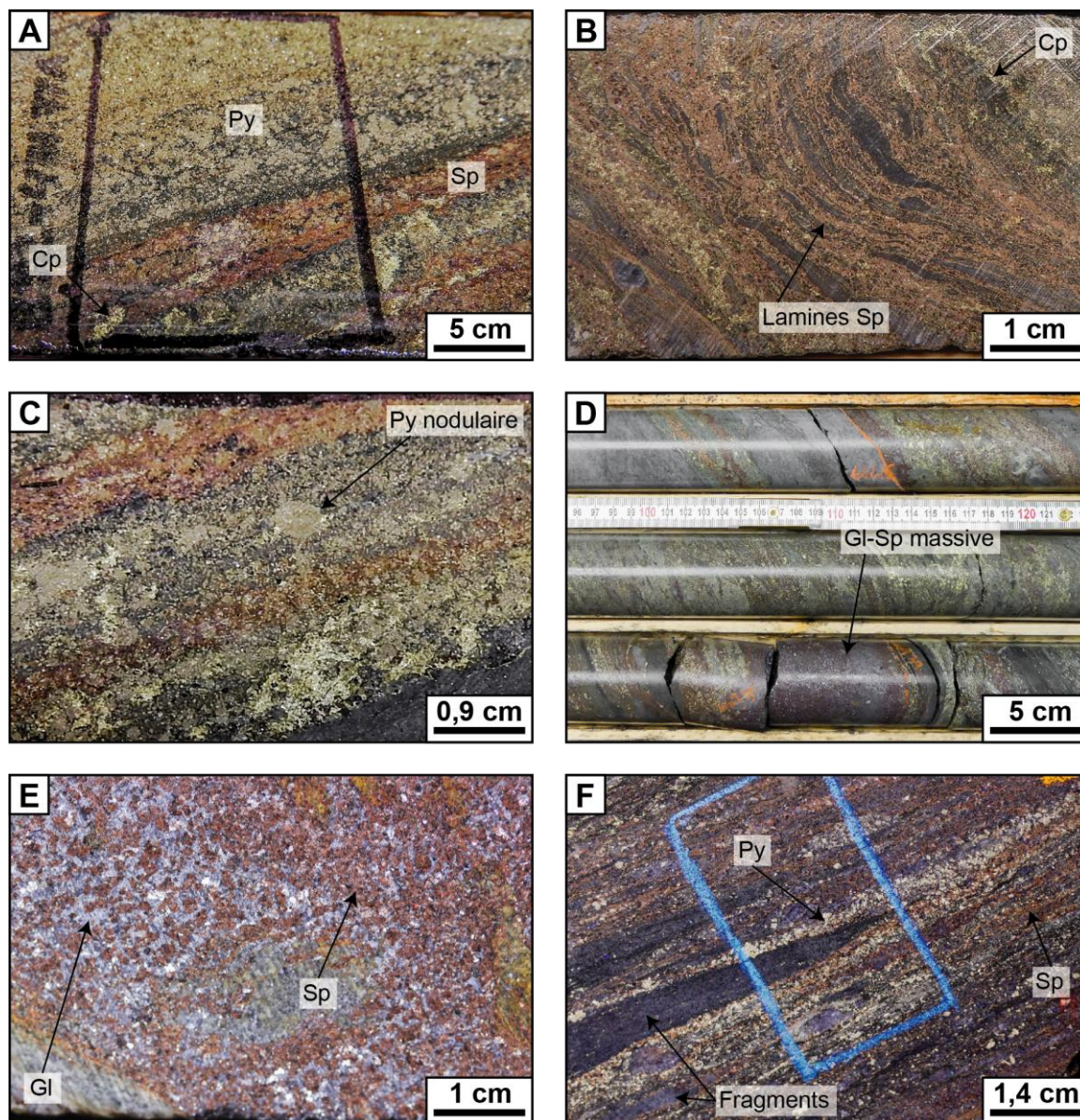


Figure 4.10 : Photomontage de la minéralisation de sulfures semi-massifs à massifs de la lentille principale, Zone à zinc principale (suite).

A,C) Rubanement centimétrique tectono-métamorphique des sulfures (pyrite-sphalérite- \pm chalcopyrite) qui matérialise la schistosité principale dans les sulfures massifs (1274-16-232_431m). B) Minerai massif dominé par la sphalérite distribuée en très fines lamines faiblement plissées (1274-14-185_266m). C) Pyrite nodulaire préservées dans le minerai massif ((1274-16-232_431m). D,E) Partie de la lentille riche en galène sous forme de bande massive dans laquelle la galène se présente sous forme de matrice xénomorphe dans laquelle des grains moyens de sphalérite sont uniformément disséminés (D : 1274-17-266_666-669m; E : 1274-16-239_1191m). F) Minerai semi-massif de la lentille composé de pyrite, sphalérite en lits mm-cm, avec localement de la galène et de la chalcopyrite en traces. Présence de fragments (lapilli) de rhyolite A, indiquant la nature volcanoclastique de l'encaissant, ce qui implique une mise en place par remplacement du minerai semi-massif (1274-17-259_454m)

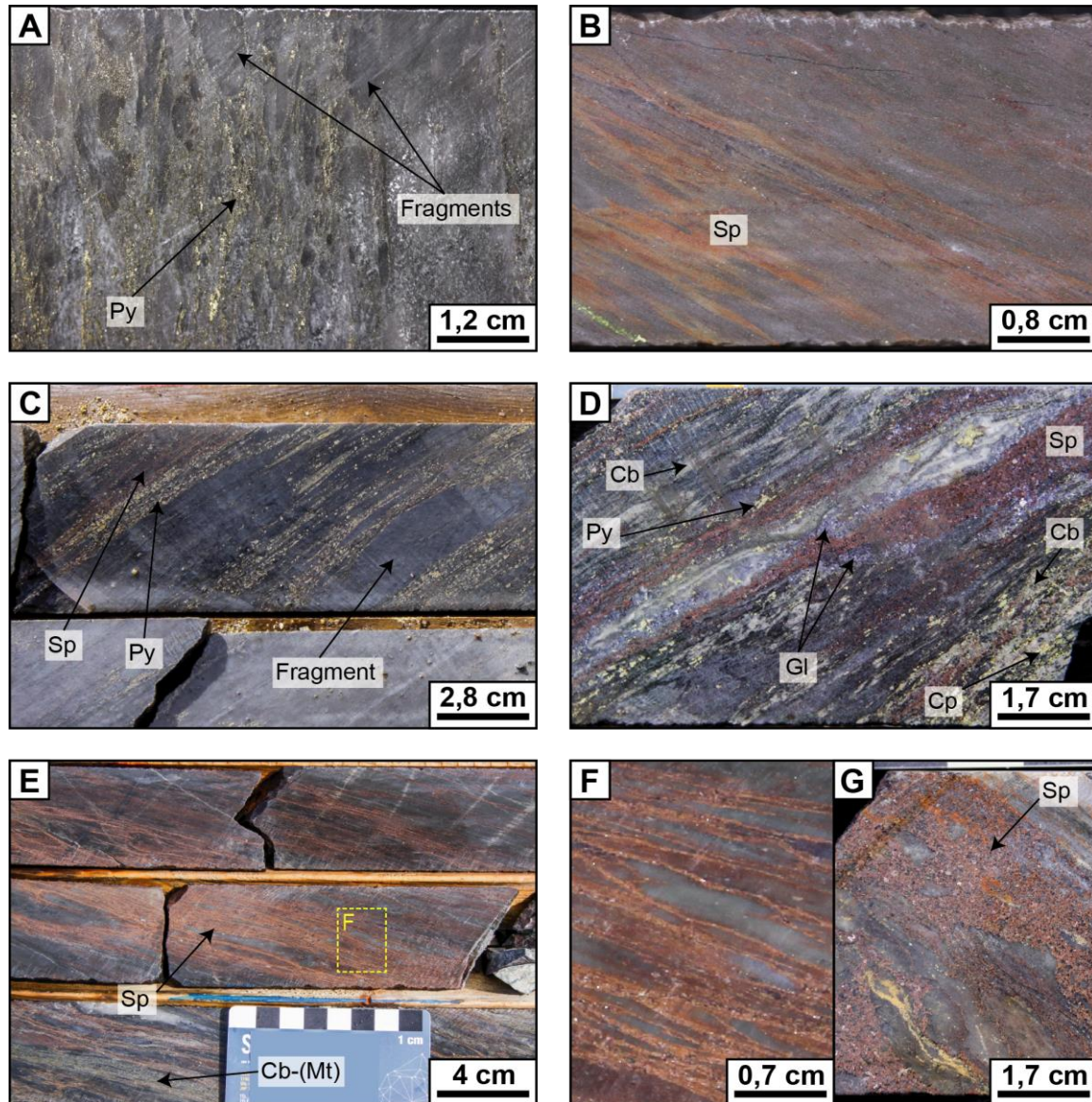


Figure 4.11 : Photomontage de la minéralisation de sulfures disséminés des zones à zinc principale (ZZP) et supérieure (ZZS).

A,B) Pyrite (A) et sphalérite (B) disséminées en grains fins dans la matrice du faciès volcanoclastique de la rhyolite A au-dessus de la lentille principale (A : 1274-17-266_677m; B : 1274-17-259_458m; ZZP). C) Disséminations en grains fins et lamines de pyrite-sphalérite entre les fragments du faciès volcanoclastique de la rhyolite A en transition avec le minerai semi-massif de la lentille principale (1274-17-259_455m; ZZP), D) Sphalérite-galène-(pyrite- traces chalcopyrite) sous forme de bandes mm-cm et amas concordants, au sein de la rhyolite fragmentaire altérée pervasivement en carbonates (1274-17-259_456m; ZZP). E,F) Minéralisation de sphalérite disséminée à localement semi-massive, mise en place par remplacement de niveaux fragmentaires dans le panneau inférieur de la ZZS. Il s'agit de sphalérite orangée litée/laminée au cœur, qui transite avec un assemblage de carbonates-pyrite-(magnétite) vers le sommet (E). Les lits/lamines sont très fins (0,2-1 mm), très peu espacés, et contournent les fragments (F) (E,F : 1274-16-235_606m; ZZS). G) Exemple d'une bande pluri-centimétrique semi-massive de sphalérite en remplacement de niveaux fragmentaires dans le panneau supérieur de la ZZS (1274-195_154m; ZZS).

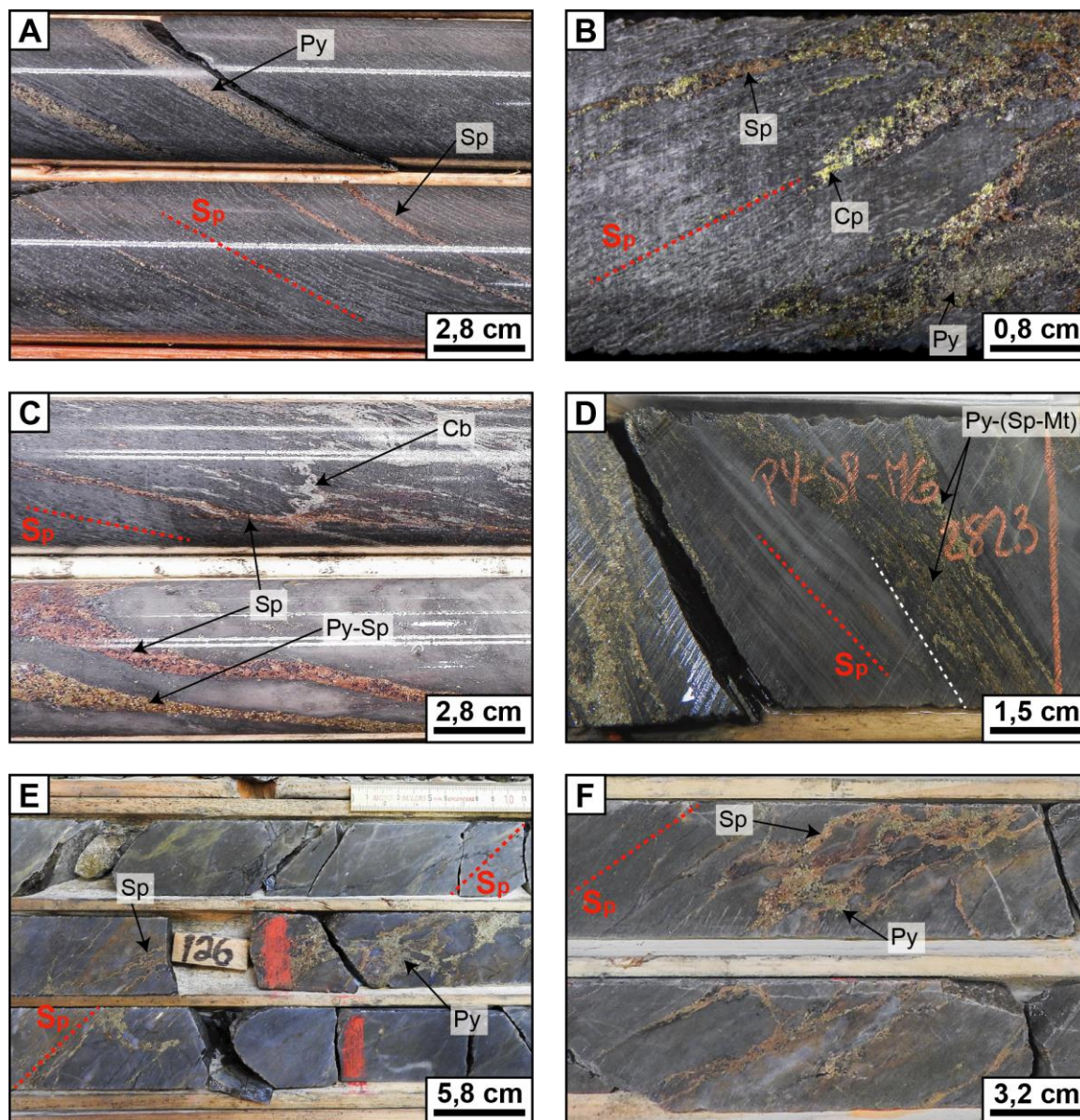


Figure 4.12 : Photomontage de la minéralisation de type veines/veinules de sulfures des zones à zinc principale et supérieure.

A) Veinules de pyrite et sphalérite parallèles (totalement transposées) à la schistosité principale (1274-16-226_840m; ZZP sous la lentille principale). B) Veinules/veines de chalcopryrite-sphalérite-pyrite transposées dans la schistosité principale (1274-17-259_442m; ZZP sous la lentille principale). C) Veinules de sphalérite et pyrite rectilignes parallèles à la schistosité principale qui semble s'être mise en place tardivement car recoupe un veinule de carbonate elle-même partiellement transposée (1274-16-238_592m; ZZP). D) Veinule de pyrite-(sphalérite-magnétite) subparallèle à la schistosité principale (1274-14-188_282m). E,F) Veinules de pyrite et sphalérite en réseaux anastomosés anguleux, à ramifications recoupantes et concordantes, semblant emprunter les contours de fragments anguleux (1274-14-173_126m; ZZP/ZZS).

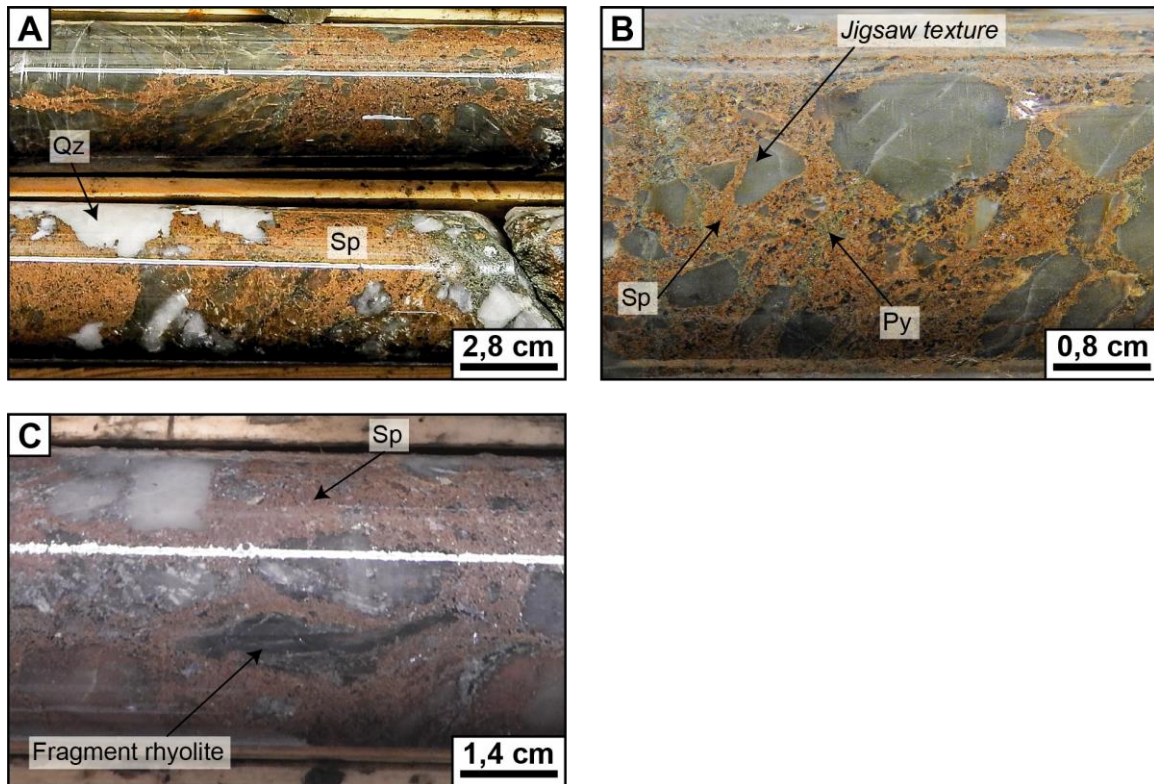


Figure 4.13 : Photomontage de la minéralisation de sphalérite de type brèche à fragments flottants de rhyolite et de quartz, Zone à zinc supérieure.

A) La sphalérite est semi-massive en remplissage de la brèche dans laquelle des fragments de veine de quartz sont incorporés (1274-17-249_499m; ZGS). B) Le stade précoce de fragmentation de la rhyolite est bien illustrée sur cette photographie. Il y a préservation des textures en « *jigsaw* » ou « *puzzle* », témoignant d'une dilatation in-situ de la rhyolite et remplissage immédiat par remobilisation mécanique de la sphalérite ductile dans les joints de moindre pression. Aussi, la pyrite semble remplacer la sphalérite le long de micro-fractures qui se prolongent dans les clastes de rhyolite (1274-17-249_499m; ZGS). C) Illustration du stade avancé de la remobilisation, marqué par la présence de fragments anguleux et arrondis de rhyolite et de quartz, sans organisation, flottant au sein de la matrice de sphalérite (1274-16-226_607m; ZGS).

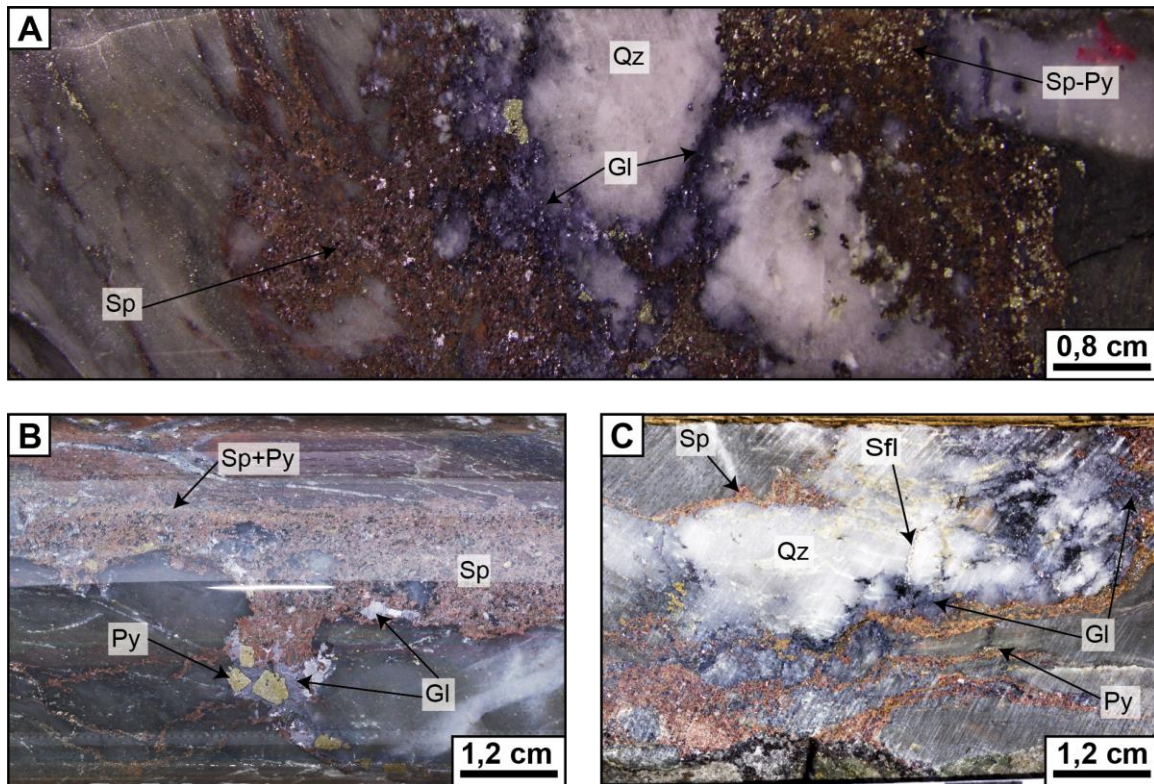


Figure 4.14 : Photomontage de la minéralisation de type veines de percement polymétalliques, des zones à zinc principale et supérieure.

A) Veine de percement à quartz-sphalérite-pyrite-galène illustrant la présence de la phase la plus ductile (la galène) dans la zone de moindre pression, caractérisée par des fractures mises en place au sein d'un début de boudinage du quartz (1274-17-259_461m; ZZP). B) Veine de percement, sans quartz, à sphalérite-galène-pyrite, illustrant également la zonation de ductilité des sulfures, avec la galène présente au sein de la veinule de percement périphérique, perpendiculaire à la veine principale. La pyrite est tardive, son habitus automorphe atteste d'une mise en place dans cette zone de faible contrainte, au sein de la galène remobilisée (1274-16-226_609m; ZZS). C) Même phénomène que la photo A, avec cette fois une remobilisation des phases les plus ductiles (galène, sulfosels) au sein de fractures développées en régime d'ouverture extrado du nez de pli de la veine de quartz, alors que la sphalérite et la pyrite coiffent les épontes (1274-16-235_616m; ZZS).

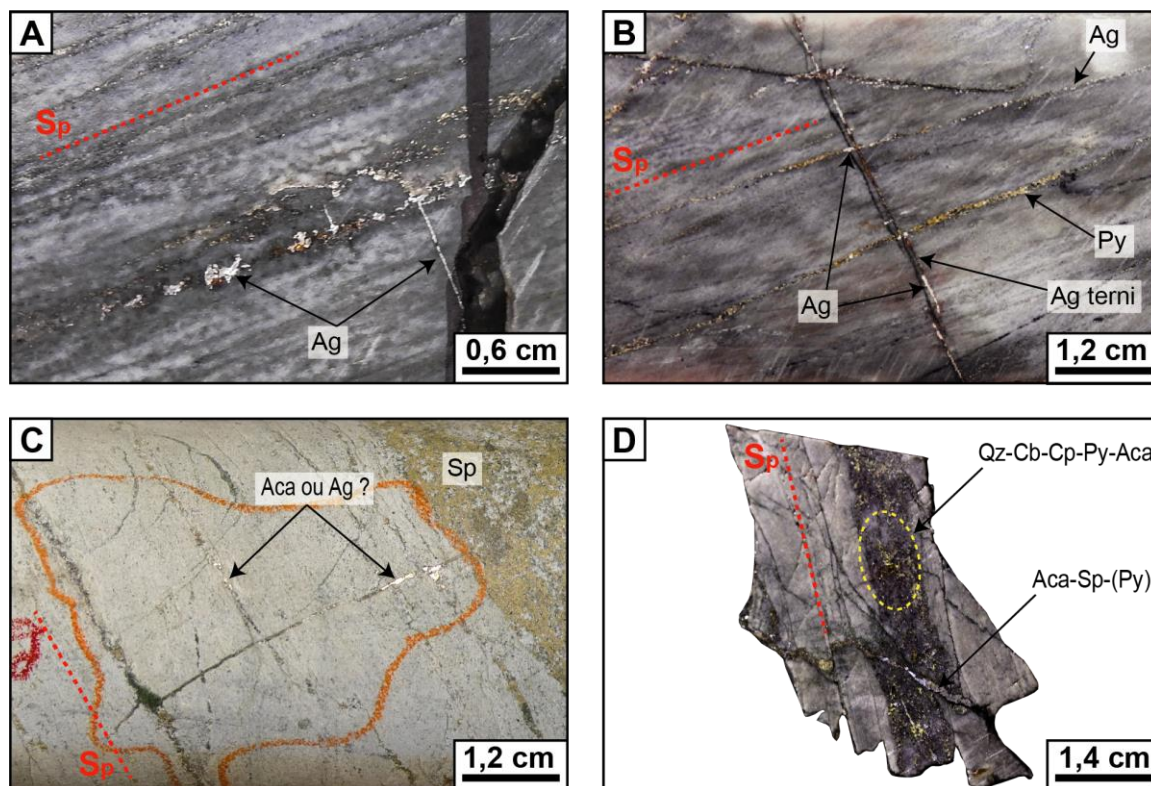


Figure 4.15 : Photomontage de la minéralisation de type microveinules argentifères, des zones à zinc supérieur et principale.

A) Veinule/microveinule d'argent natif associée à des sulfures (sphalérite-chalcopryrite-pyrite) dans l'orientation de la schistosité principale, et composée uniquement d'argent natif dans l'orientation orthogonale à la schistosité principale (1274-16-232_534m; ZZS). B) Réseau de microveinules d'argent natif associé localement à des sulfures (pyrite principalement), illustrant trois orientations préférentielles par rapport à la schistosité principale (i.e., parallèle, orthogonale, et 30-40°). Bien que l'orientation orthogonale semble contenir le plus d'argent natif, les trois orientations en contiennent en quantité importante (1274-16-232_529m; ZZS). C) Réseau de microveinules, parallèles et orthogonales par rapport à la schistosité principale, développé à proximité d'une veine de sphalérite mielleuse, sous (1 m) la lentille principale. Aucune lame mince n'a pu être réalisée sur cet échantillon car conservé en tant que carotte de présentation par la compagnie. Toutefois, cet échantillon se situant à 40 cm de celui prélevé sur la photo D, il est suggéré qu'il s'agisse également d'acanthite (1274-17-266_665.1m; ZZP). D) Microveinule composée d'acanthite-sphalérite-pyrite (Aca-Sp-Py) qui recoupe la schistosité principale à environ 40° (voir Fig. 4.26B,C pour la minéralogie). Elle recoupe également une bande d'environ 1 cm d'épaisseur, parallèle à la schistosité principale, composée de quartz-carbonate dans laquelle des grains de chalcopryrite-pyrite-acanthite sont disséminés (1274-17-266_664.7m; ZZP).

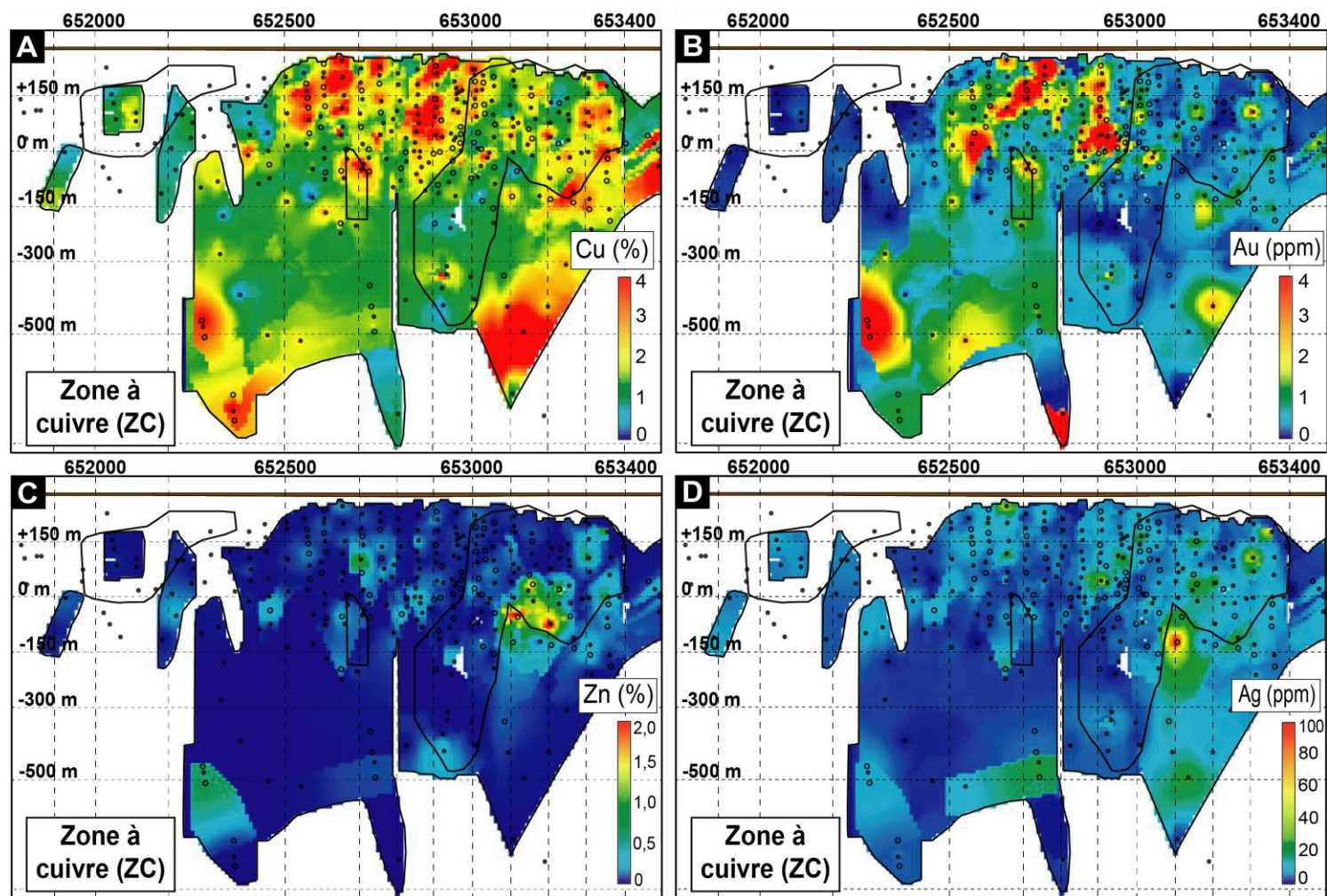


Figure 4.16 : Distribution des valeurs interpolées de Cu, Au, Zn, et Ag, de la Zone à cuivre projetées sur une section longitudinale moyenne.

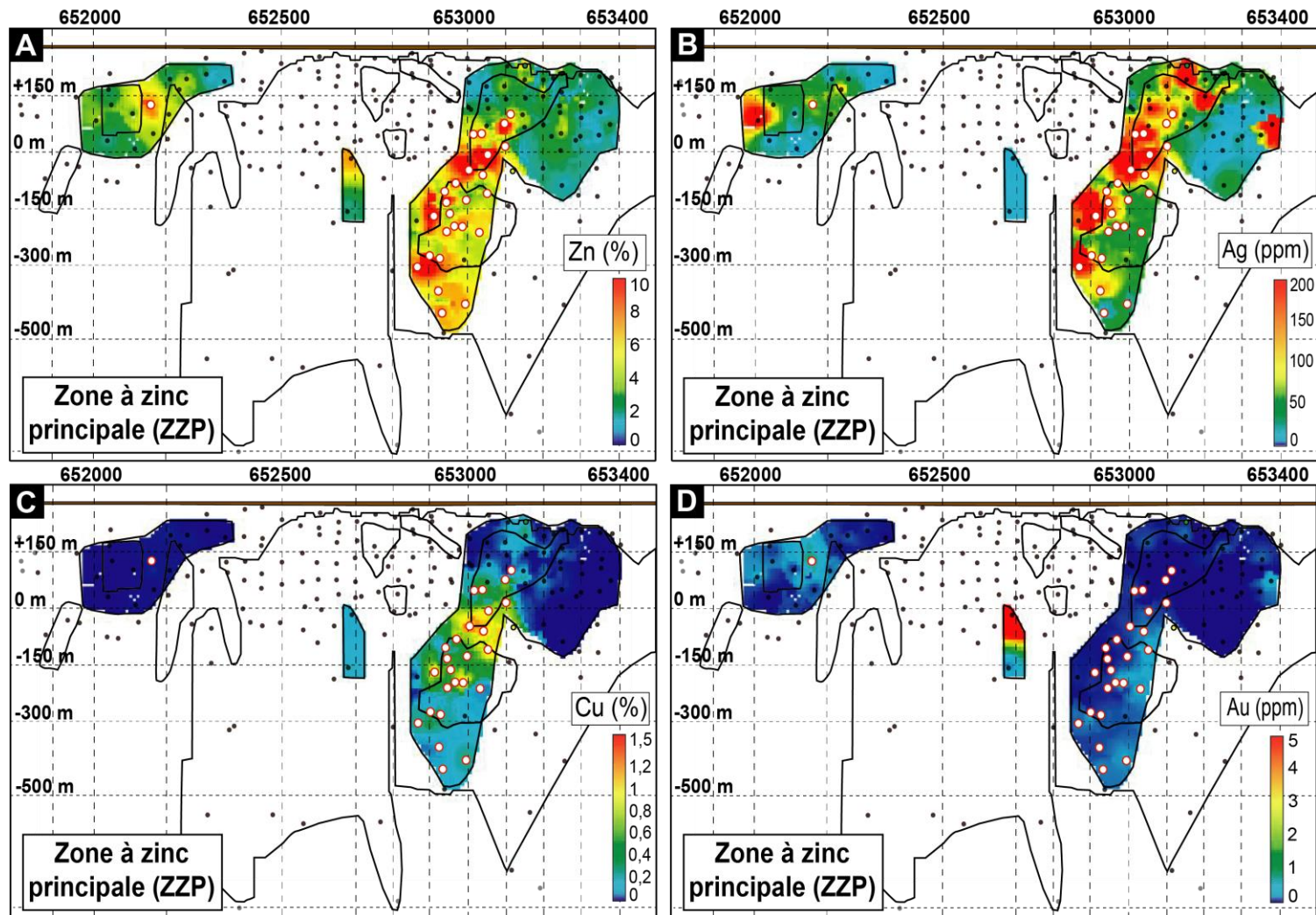


Figure 4.17 : Distribution des valeurs interpolées de Cu, Au, Zn, et Ag, de la Zone à zinc principale projetées sur une section longitudinale moyenne. Les ronds blancs au contour rouge représentent des intersections de minéralisation de type SMV/SSMV.

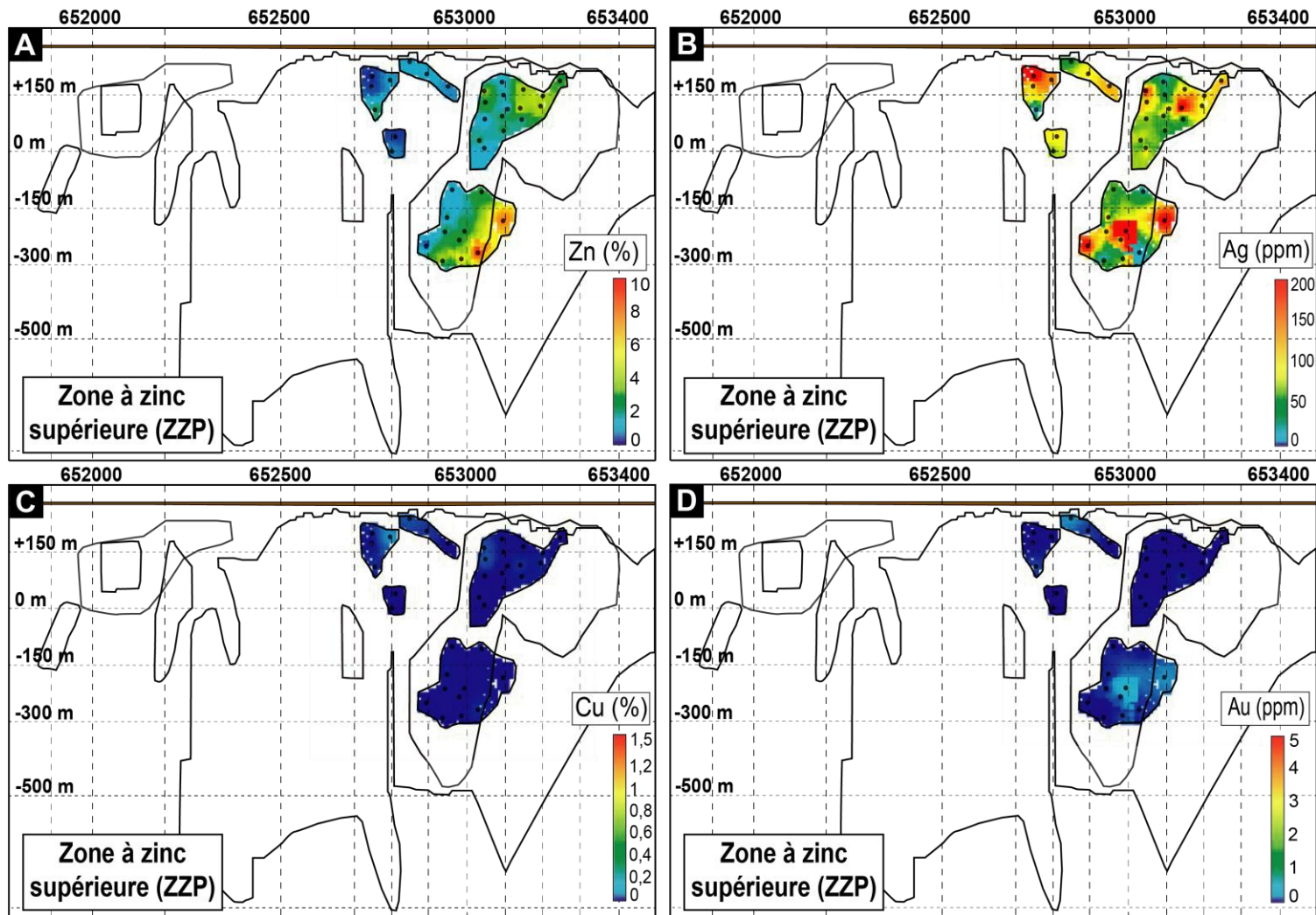


Figure 4.18 : Distribution des valeurs interpolées de Cu, Au, Zn, et Ag, de la Zone à zinc supérieure projetées sur une section longitudinale moyenne.

Tableau 4.2 : Abondance minérale estimée des différentes phases minérales selon les trois zones minéralisées du gîte B26.

Minéral (abréviation)	Formule idéale	ZC (n=19)	ZZP (n=25)	ZZS (n=6)
Pyrite (Py)	FeS ₂	++	+++	+++
Sphalérite (Sp)	ZnS	***/+	+++	+++
Chalcopyrite (Cp)	CuFeS ₂	+++	+	***
Galène (Gl)	PbS	-	***/+	***/+
Pyrrhotite (Po)	Fe _{1-x} S	+	***	**
Magnétite (Mt)	Fe ₃ O ₄	.	+	***
Bismuthinite (Bis)	Bi ₂ S ₃	***	.	.
Bismuth (Bi)	Bi	***	.	.
Laitakarite (Lai)	Bi ₄ Se ₂ S	**	.	.
Or (Au)	Au	**	.	.
Ikunolite (Ikn)	Bi ₄ (S, Se) ₃	**	.	.
Stannite (Stn)	Cu ₂ FeSnS ₄	-	.	.
Cassiterite (Cst)	SnO ₂	-	.	.
Freibergite (Frb)	(Cu, Ag) ₁₀ (Fe, Zn) ₂ Sb ₄ S ₁₃	.	***	***
Argent (Ag)	Ag	.	**	***
Allargentum (Alg)	Ag _{1-x} Sb _x	.	**	**
Pyrargyrite (Pyg)	Ag ₃ SbS ₃	.	**	*
Stéphanite (Ste)	Ag ₅ SbS ₄	.	-	-
Acanthite (Aca)	AgS ₂	.	-	.
Électrum (Em)	Ag _x Au _y	-	-	.

+++ : Phase majeure (>10 vol%), ++ : Phase mineure (5-10 vol%), + : Phase accessoire (1-5 vol%)

*** : Phase en trace récurrente, ** : Phase en trace observée dans au moins 3 lames minces,

* : Phase en trace observée dans moins de 3 lames minces, - : Phase en trace observée qu'une seule fois

. : Jamais observé.

n : nombre de lame mince

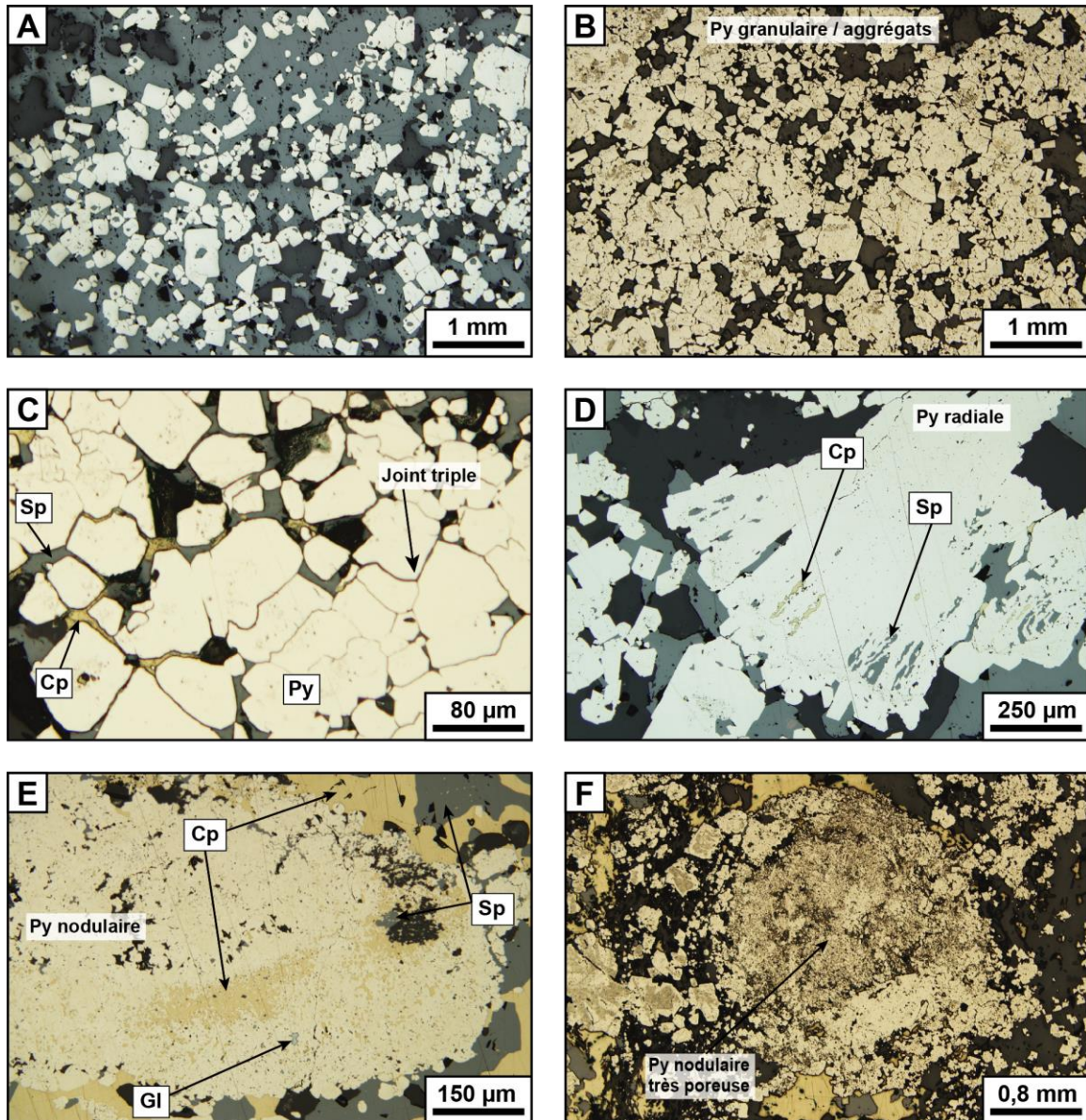


Figure 4.19 : Textures microscopiques de la pyrite. Les photographies ont été prises en lumière réfléchie.

A) Grains fins de pyrite subautomorphe à automorphe disséminés dans une matrice xénomorphe de sphalérite (1274-17-266_666.7m; Lentille principale ZZP). B) Pyrite massive granulaire et en agrégats, dont certains présentent des cœurs plus ou moins poreux (1274-17-232_431.8m; Lentille principale ZZP). C) Pyrite présentant une texture de recuit (polygonisation) marquée par le développement de joints triples à 120°, dans lesquels des phases ductiles comme la chalcopryrite ont été remobilisées (1274-16-238_600.4m; Lentille principale ZZP). D) Pyrite à texture radiale présentant des inclusions de sphalérite et chalcopryrite entre le long des lamelles de pyrite (1274-17-266_666.7m; Lentille principale ZZP). E) Pyrite nodulaire de forme ovoïde présentant des fines inclusions de chalcopryrite-±sphalérite-galène. Des micro-grains de pyrite se débitent en périphérie du nodule (1274-17-259_451.9m; Lentille principale ZZP). F) Pyrite nodulaire sphérique très poreuse et donc très riche en inclusions de chalcopryrite principalement (1274-17-232_431.8m; Lentille principale ZZP).

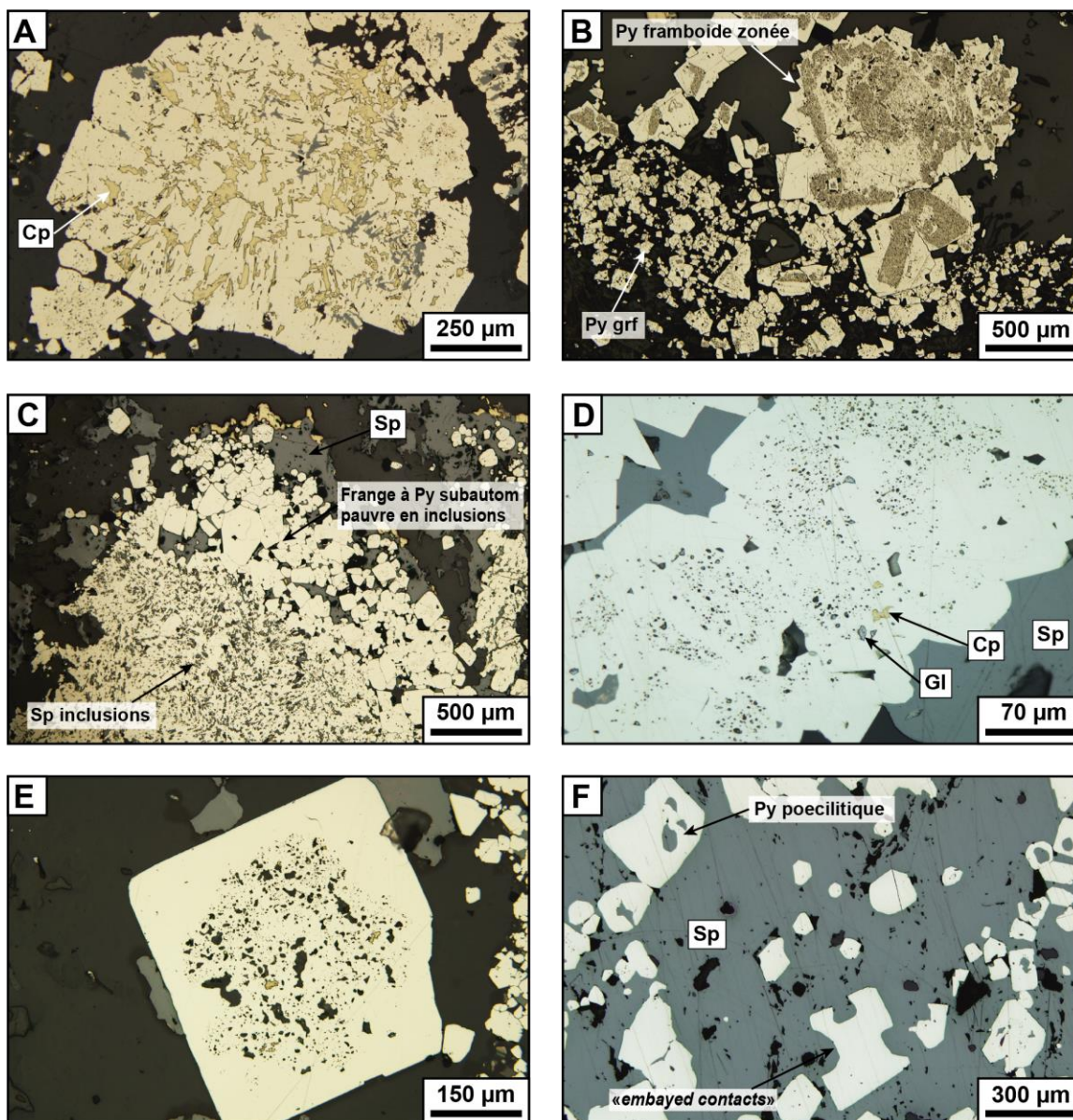


Figure 4.20 : Textures microscopiques de la pyrite. Les photographies ont été prises en lumière réfléchie.

A) Pyrite nodulaire recrystallisée en bordure, et dont le cœur a co-précipité avec la chalcoppyrite car riche en inclusions de chalcoppyrite (1274-17-259_442.3m; ZZP). B) Pyrite nodulaire/framboïde aux bordures recrystallisées automorphes, et dont le cœur est poreux, très riche en micro-inclusions selon un patron bien défini. Une bande de grains fins de pyrite subautomorphe est présente en contact avec le nodule de pyrite (1274-16-232_431.8m; Lentille principale ZZP). C) Extrémité d'un nodule de pyrite composé d'un cœur riche en inclusions de sphalérite et d'une bordure/frange à grains de pyrite subautomorphe pauvre en inclusions (1274-16-238_600.4m; Lentille principale ZZP). D) Amas/aggrégats de pyrite composés d'un cœur xénomorphe riche en inclusions de galène et chalcoppyrite et d'une bordure automorphe sans inclusion (1274-17-266_666.7m; Lentille principale ZZP). E) Grain de pyrite automorphe à cœur xénomorphe poreux riche en inclusions (silicates et chalcoppyrite), et d'une bordure automorphe dénuée d'inclusion (1274-16-238_600.4m; Lentille principale ZZP). F) Grains de pyrite automorphes présentant des fronts d'interpénétration arrondis entre la pyrite et la sphalérite (ou « *embayed contacts* »), et localement une texture poecilitique à inclusions de sphalérite (i.e., remplacement de la pyrite par la sphalérite).

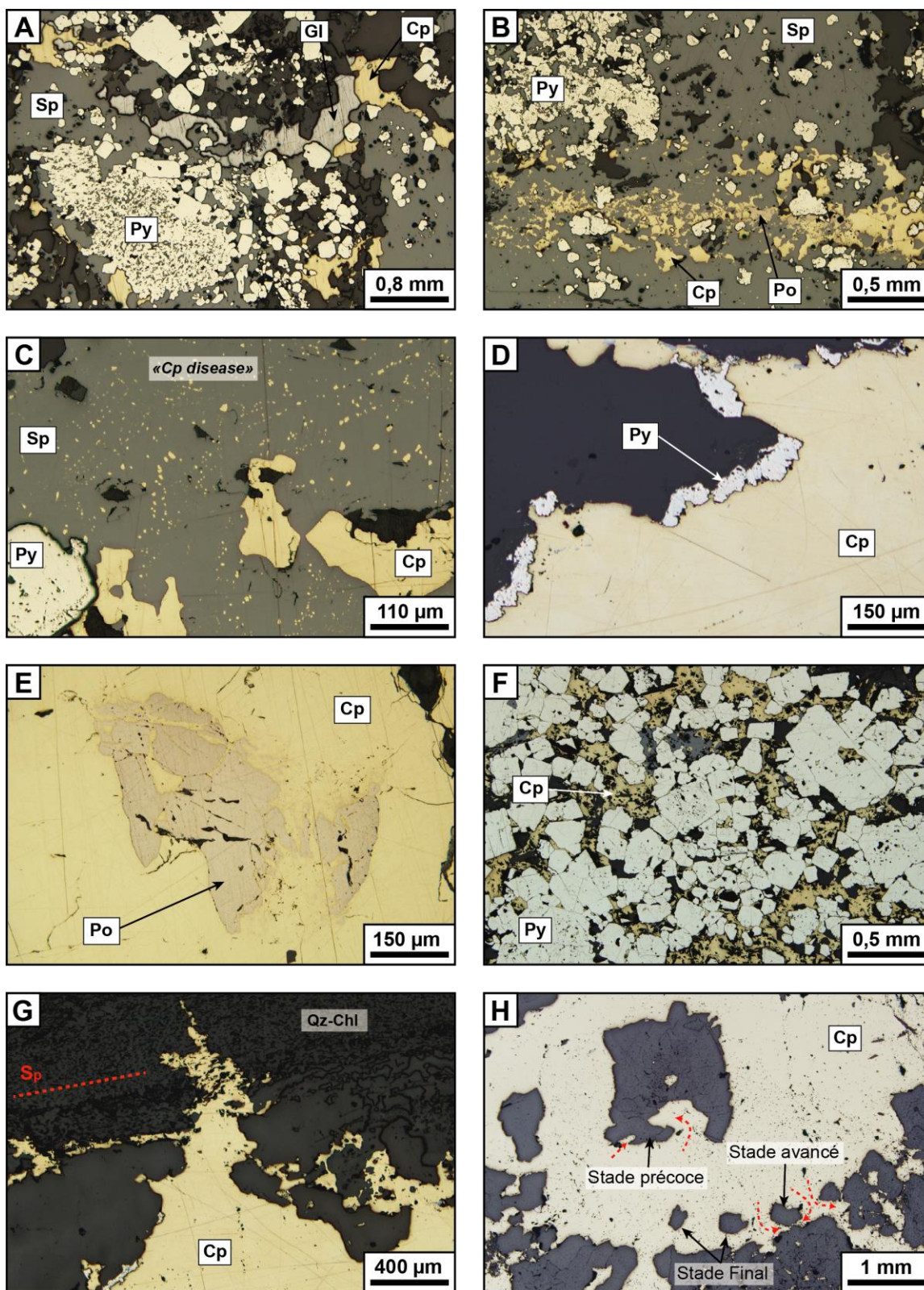


Figure 4.21 : Textures microscopiques de la sphalérite et de la chalcopyrite. Les photographies ont été prises en lumière réfléchie (description à la page suivante).

A) Matrice de sphalérite en intercroissance avec la pyrite, la chalcopryrite et la galène. La sphalérite se présente également en inclusions dans le nodule de pyrite (1274-16-238_600.4m; Lentille principale ZZP). B) Matrice de sphalérite en intercroissance avec la pyrite et une bande de chalcopryrite-(pyrrhotite) (1274-16-232_431.8m; Lentille principale ZZP). C) La sphalérite présente une texture dite de « *chalcopryrite disease* » (Barton et Bethke, 1987) (1274-16-232_431.8m; Lentille principale ZZP). D) Chalcopryrite xénomorphe recristallisée, sans inclusion, avec frange de pyrite aux épontes, en contact avec la gangue (1274-16-238_219.4m; ZC). E) Amas de pyrrhotite partiellement remplacé par la chalcopryrite (1274-16-238_219.4m; ZC). F) Intercroissance de grains/agrégats de pyrite subautomorphe et de chalcopryrite xénomorphe (1274-13-86_206m; ZC). G) Veinule de percement, située en périphérie de la veine principale de chalcopryrite, qui recoupe la gangue de quartz-chlorite de façon perpendiculaire à la schistosité principale (1274-16-238_219.4m; ZC). H) Illustration, du stade précoce au stade final, de la formation de la texture de *Durchbewegung* à l'échelle microscopique. Il s'agit de l'incorporation de fragment d'encaissant dans la matrice de chalcopryrite par remobilisation mécanique (1274-14-191_196.6m; ZC).

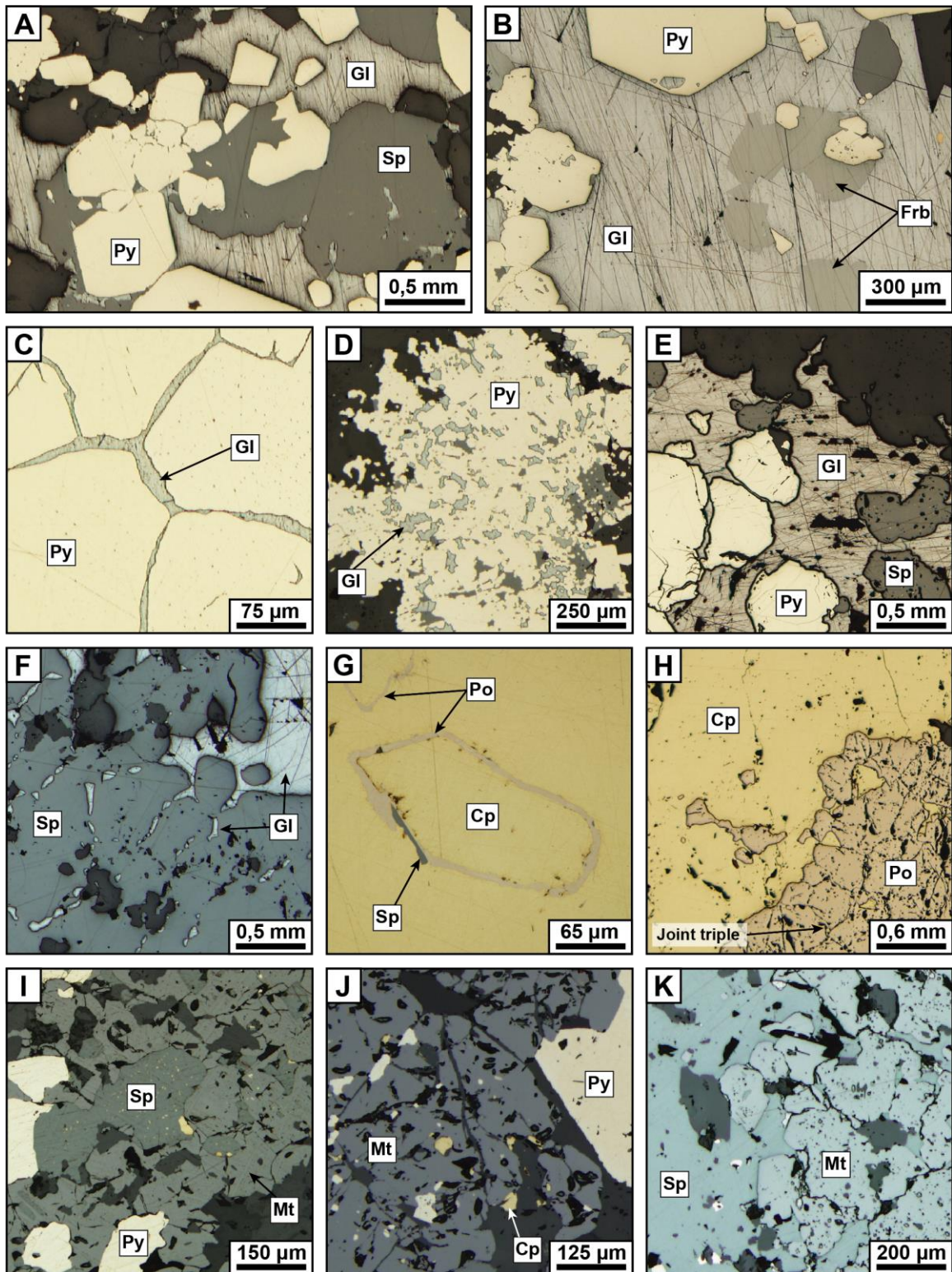


Figure 4.22 : Textures microscopiques des phases mineures (galène, pyrrhotite, et magnétite).
Les photographies ont été prises en lumière réfléchie (description à la page suivante).

A,B) Galène xénomorphe en intercroissance avec la sphalérite et la pyrite, et comportant des masses de freibergite incluses (1274-17-250_294.4m; Lentille principale ZZP). C) Galène remobilisée entre les joints polygonaux de recuits (120°) des grains de pyrite (1274-17-250_294.4m; Lentille principale ZZP). D) Inclusions de galène dans un nodule de pyrite (1274-17-250_294.4m; Lentille principale ZZP). E) Matrice xénomorphe de galène en intercroissance avec la sphalérite et la pyrite (1274-16-238_602.7m; Veine polymétallique de percement ZZP). F) Galène et sphalérite xénomorphes en intercroissance. La galène forme des inclusions à la fois arrondies et linéaires, cristallographiquement orientées, dans les plages de sphalérite (1274-16-226_608.9m; Veine polymétallique de percement ZZS). G) Phases rémanentes sous forme de « fantômes » d'amas de pyrrhotite dont il ne reste que le liseré périphérique (1274-17-245_860.6m; ZC). Intercroissance entre la pyrrhotite et la chalcopryrite. La pyrrhotite présente une texture de recuit marquée par la présence de joints triples (1274-17-245_860.6m; ZC). I) Amas de magnétite en intercroissance avec la sphalérite et la pyrite (1274-455.9m; ZZP). J) Amas de magnétite fracturé, riche en inclusions de pyrite et chalcopryrite (1274-17-259_462.3m; Veine de carbonate-pyrite-quartz-biotite). K) Intercroissance de magnétite et sphalérite. La magnétite présente un début de texture de recuit (1274-16-226_608.9m; Veine polymétallique de percement ZZS).

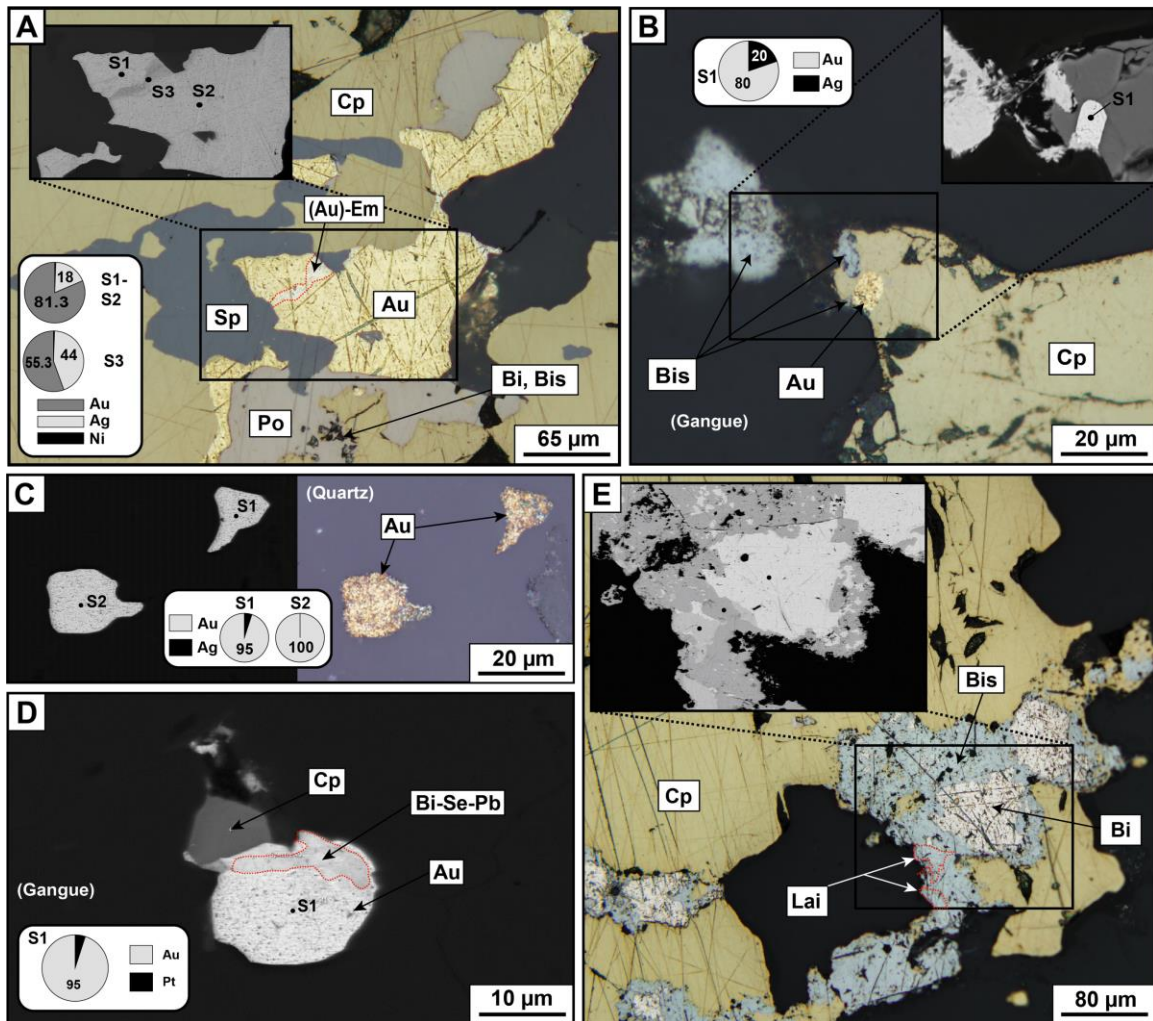


Figure 4.23 : Textures et minéralogie microscopiques des phases porteuses de Au, Bi, Se, et Sn.

Les photographies ont été prises en lumière réfléchie, et sont accompagnées d'images à électrons rétrodiffusés. Les graphiques circulaires illustrent les résultats des microanalyses semi-quantitatives obtenues par spectroscopie à rayons X à dispersion d'énergie.

A) Grain d'or inclus dans la chalcopyrite, en intercroissance avec de la sphalérite et de la pyrrhotite (B26-23_144.1m; ZC). B) Grain d'or inclus dans la chalcopyrite, en intercroissance avec de la bismuthinite (1274-13-110_322.3m; ZC). C) Grains d'or disséminés dans la gangue de quartz de la veine (1274-14-191_195.6m; ZC). D) Grain triphasé disséminé dans la gangue de quartz de la veine (1274-14-191_195.6m; ZC). E) Amas de bismuthinite-(laitakarite) en intercroissance avec du bismuth natif, le tout inclus dans la chalcopyrite (B26-23_144.1m; ZC).

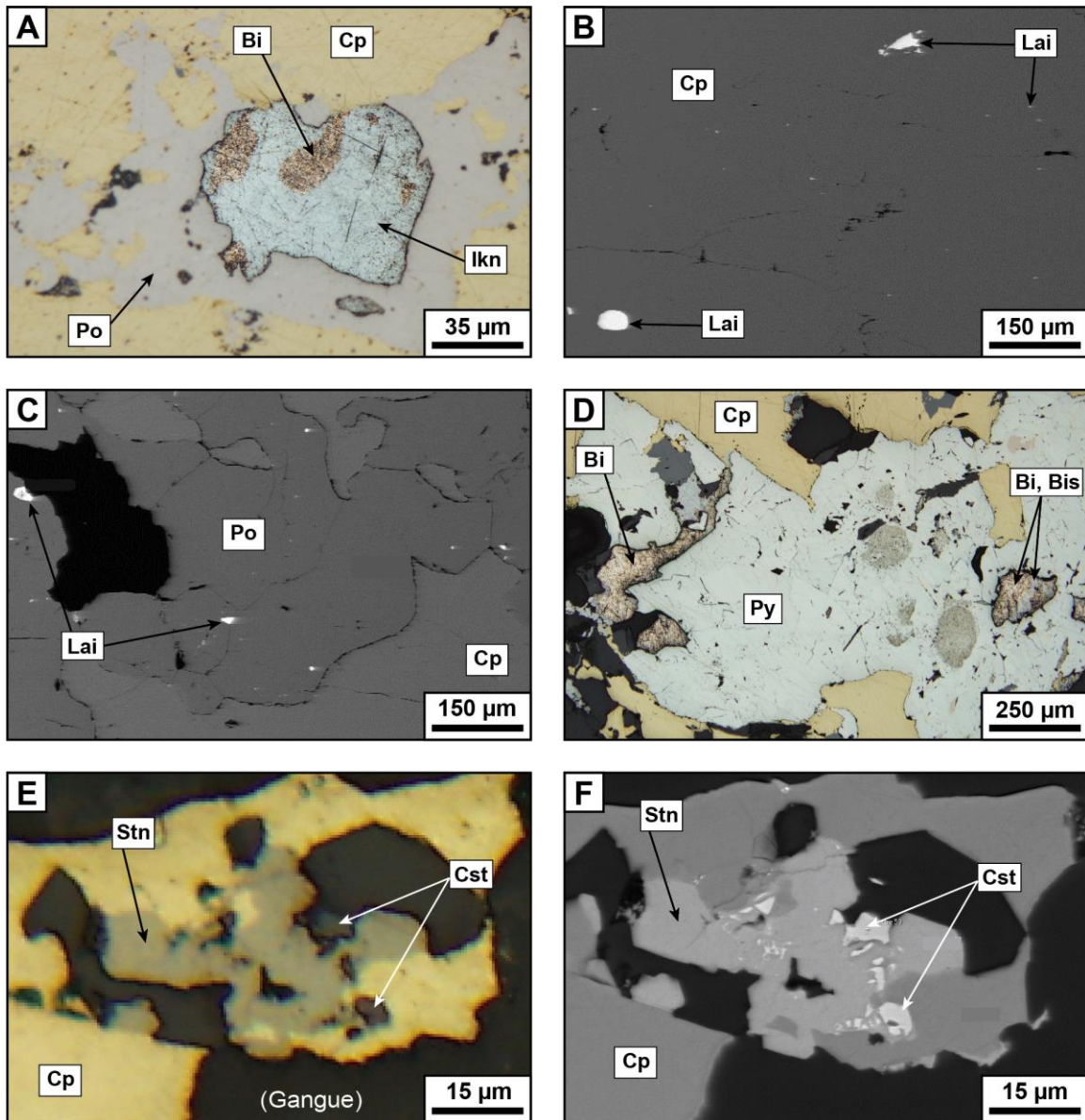


Figure 4.24 : Textures et minéralogie microscopiques des phases porteuses de Au, Bi, Se, et Sn (suite). Les photographies ont été prises en lumière réfléchie, et certaines (B, C, F) sont des images à électrons rétrodiffusés.

A) Amas de pyrrhotite xénomorphe contenu dans la chalcopyrite, en intercroissance avec un grain biphasé composé d'ikunolite et de bismuth natif (1274-13-110_322.3m; ZC). B) Micrograins de laitakarite disséminés dans la chalcopyrite (1274-13-110_322.3m; ZC). C) Micrograins de laitakarite disséminés préférentiellement dans la pyrrhotite (1274-17-245_860.6m; ZC). D) Amas de pyrite xénomorphe, inclus dans la matrice de chalcopyrite, contenant des inclusions de bismuth natif et de bismuthinite (B26-23_144.1m; ZC). E, F) Amas de stannite, contenant des micrograins de cassitérite, en intercroissance avec la chalcopyrite et au contact avec la gangue (1274-17-245_860.6m; ZC).

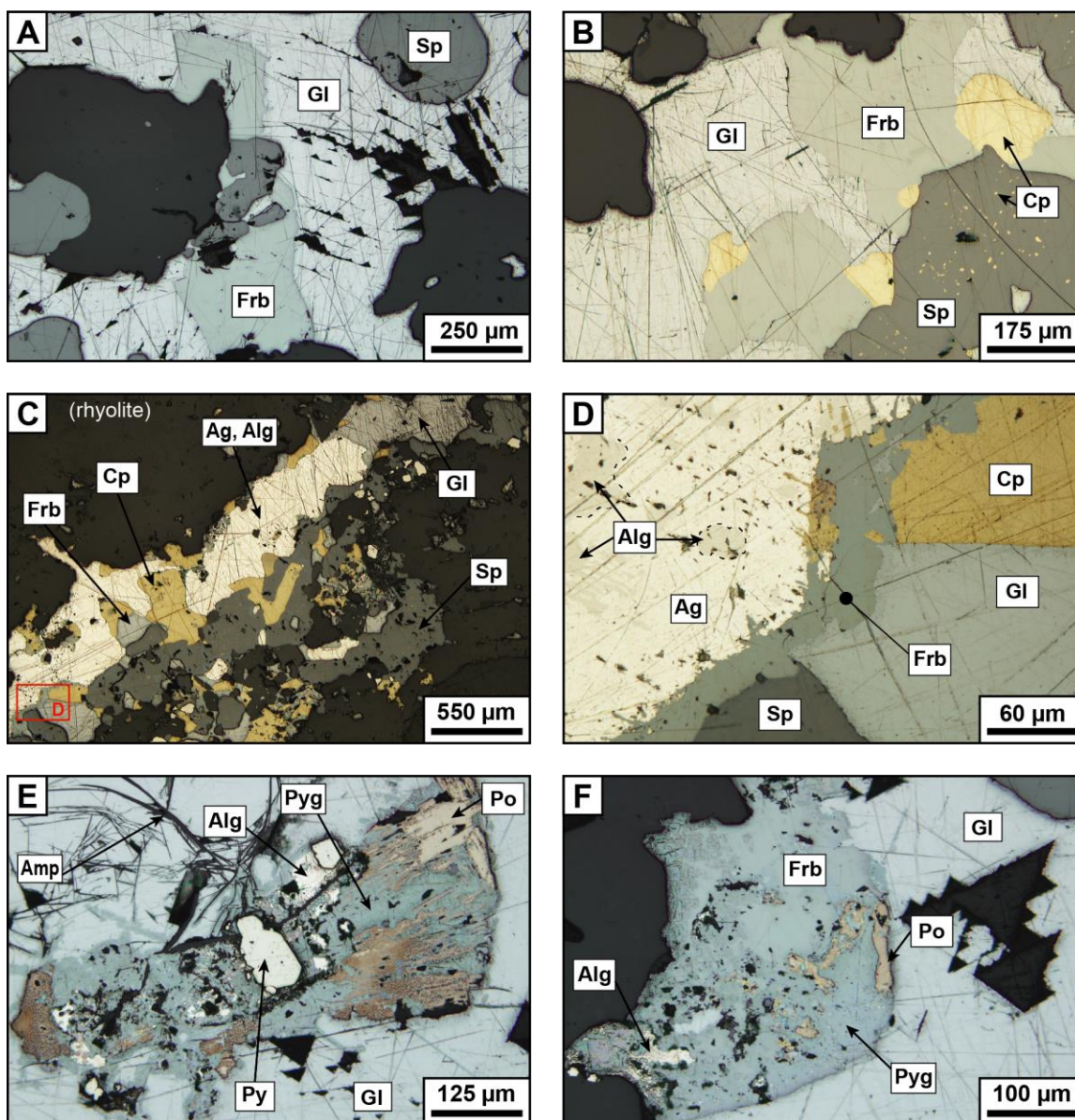


Figure 4.25 : Textures et minéralogie microscopiques des phases porteuses de Ag et Sb. Les photographies ont été prises en lumière réfléchie.

A,B) Amas xénomorphes de freibergite inclus dans une matrice de galène, localement en intercroissance avec de la chalcopyrite et de la sphalérite (A : 1274-16-238_604.1m, B : 1274-16-238_602.7m; Veines polymétalliques de percement ZZP). C,D) Veinule complexe composée de l'assemblage argent-allargentum-chalcopyrite-galène-freibergite-sphalérite. La photographie D est un grossissement permettant d'illustrer la différence de teinte entre l'argent natif et l'allargentum, ainsi que la présence de freibergite, en périphérie de l'argent natif, qui semble remplacer la chalcopyrite, la galène et la sphalérite (1274-16-238_602.7m; Veine polymétallique de percement ZZP). E) Amas à texture secondaire complexe (de remplacement et/ou décomposition ?), inclus dans la galène, composé de pyrargyrite et d'allargentum qui semblent remplacer la pyrrhotite (1274-16-238_604.1m; Veine polymétallique de percement ZZP). F) Amas à texture secondaire complexe, inclus dans la galène, composé de freibergite, pyrargyrite, pyrrhotite et allargentum (1274-16-238_604.1m; Veine polymétallique de percement ZZP).

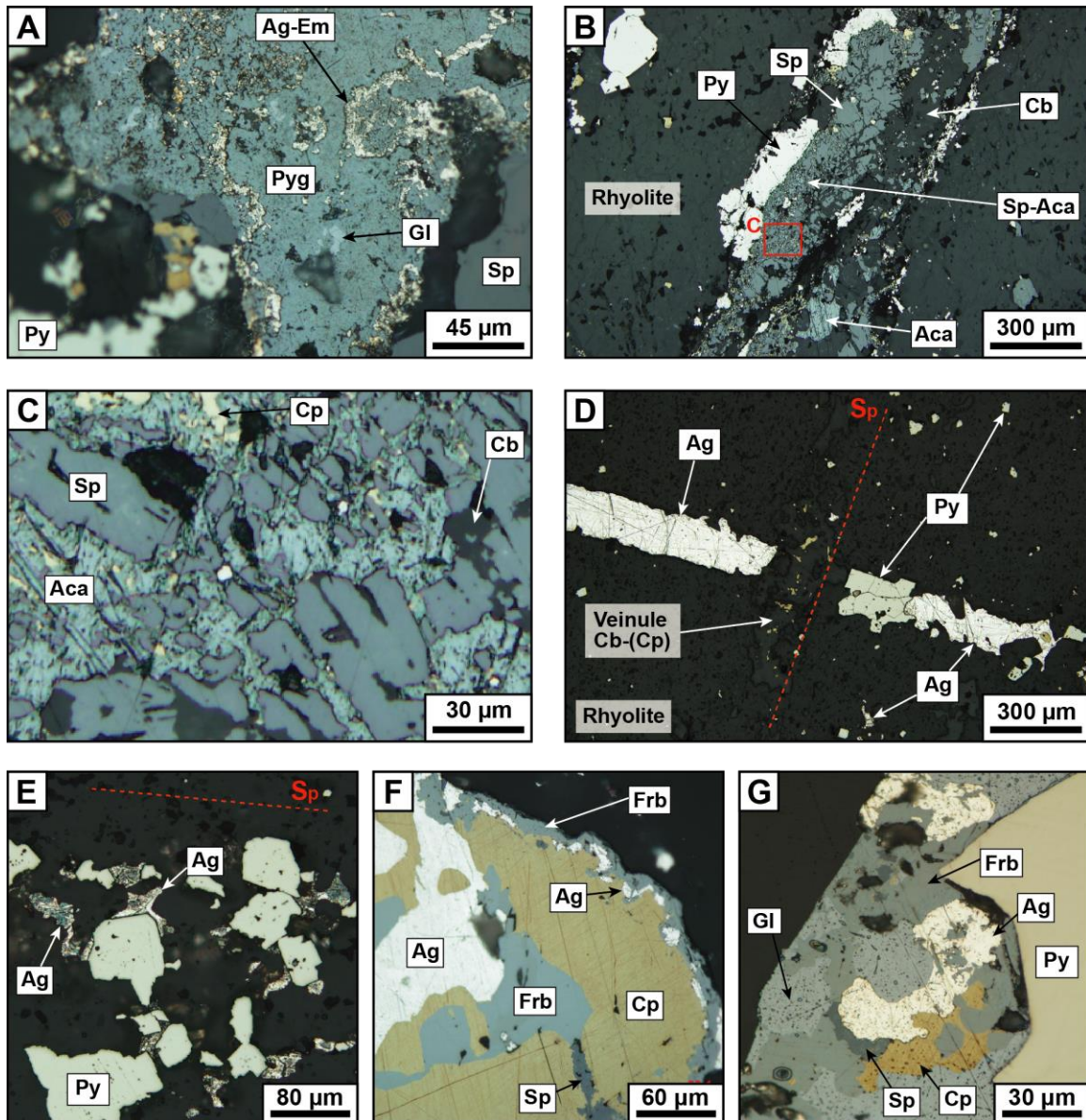


Figure 4.26 : Textures et minéralogie microscopiques des phases porteuses de Ag et Sb (suite).
Les photographies ont été prises en lumière réfléchie.

A) La pyrargyrite remplace la galène et se retrouve en intercroissance avec de l'électrum qui présente une texture en dentelle en périphérie de la pyrargyrite (1274-16-239_1190.9m; ZZP). B) Veinule de sphalérite-acanthite-carbonate-pyrite (1274-17-266_664.7m; ZZP). C) Grossissement de la veinule de la photographie B. L'acanthite comprend des inclusions de chalcopyrite et se présente, tout comme les carbonates, sous forme d'un réseau de microveinules en remplacement de la sphalérite (1274-17-266_664.7m; ZZP). D) Microveinule d'argent natif, d'orientation orthogonale à la schistosité principale, comprenant des micrograins subautomorphes de pyrite. Elle est recoupée par une veinule de carbonate, parallèle à la schistosité principale, dans laquelle des micrograins de chalcopyrite sont disséminés (1274-16-232_529.2m; ZZS). E) Micrograins de pyrite et d'argent natif disséminés dans la mésostase de la rhyolite selon une orientation parallèle à la schistosité principale (1274-16-232_529.2m; ZZS). F) Amas composé d'une intercroissance d'argent, de chalcopyrite, de freibergite, et de sphalérite (1274-14-173_96.5m; ZZS). G) Amas composé de freibergite, chalcopyrite et sphalérite, inclus dans une plage de galène, et se trouvant à l'interface d'un grain de pyrite (1274-17-250_294.4; Lentille principale ZZP).

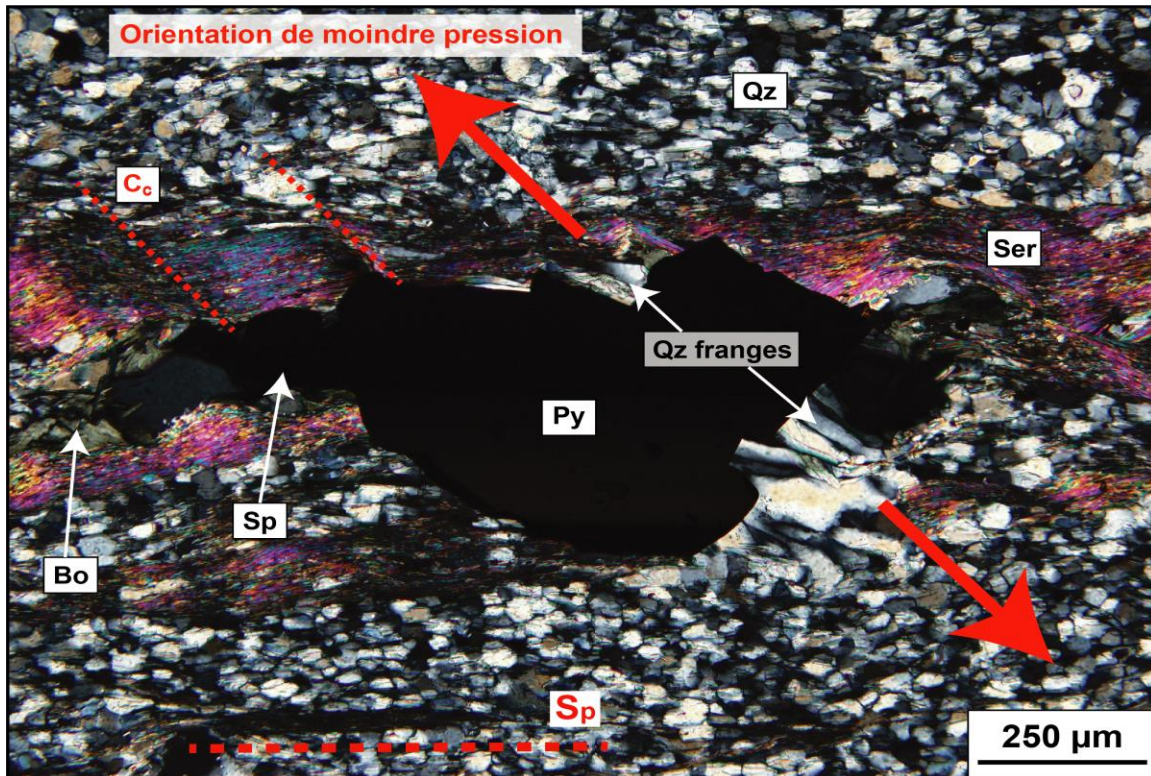


Figure 4.27 : Photomicrographie en lumière polarisée analysée illustrant la déformation d'un grain de pyrite et la formation de franges de quartz dans les ombres de pression de la pyrite.

La séricite enregistre bien le clivage de crénulation (C_c). La pyrite semble se débiter légèrement selon ce dernier. Une part mineure de sphalérite est présente, en intercroissance avec la pyrite, et a été remobilisée en périphérie. De la biotite s'est formée au niveau de la queue de recristallisation de la pyrite. Enfin, le quartz a recristallisé sous forme de franges allongées dans les ombres de pression de la pyrite.

Tableau 4.3 : Matrice de corrélation, utilisant le coefficient de Pearson, réalisée pour 10 éléments, sur une sélection de 1942 échantillons provenant de la base de données d'analyse métaux (SOQ-3) de SOQUEM Inc.

Matrice de corrélation	Cu (%)	Zn (%)	Au (ppm)	Ag (ppm)	Pb (%)	As (ppm)	Bi (ppm)	Cd (ppm)	Co (ppm)	Sb (ppm)
Cu (%)	1,00	-0,12	0,31	-0,04	-0,06	-0,02	0,29	-0,12	0,33	-0,06
Zn (%)	-0,12	1,00	-0,03	0,30	0,39	0,19	-0,05	0,94	0,20	0,44
Au (ppm)	0,31	-0,03	1,00	-0,01	-0,01	-0,01	0,75	-0,05	0,12	-0,02
Ag (ppm)	-0,04	0,30	-0,01	1,00	0,36	0,08	-0,02	0,30	0,05	0,54
Pb (%)	-0,06	0,39	-0,01	0,36	1,00	0,05	-0,02	0,36	0,00	0,78
As (ppm)	-0,02	0,19	-0,01	0,08	0,05	1,00	-0,03	0,20	0,46	0,11
Bi (ppm)	0,29	-0,05	0,75	-0,02	-0,02	-0,03	1,00	-0,06	0,10	-0,02
Cd (ppm)	-0,12	0,94	-0,05	0,30	0,36	0,20	-0,06	1,00	0,19	0,39
Co (ppm)	0,33	0,20	0,12	0,05	0,00	0,46	0,10	0,19	1,00	0,03
Sb (ppm)	-0,06	0,44	-0,02	0,54	0,78	0,11	-0,02	0,39	0,03	1,00

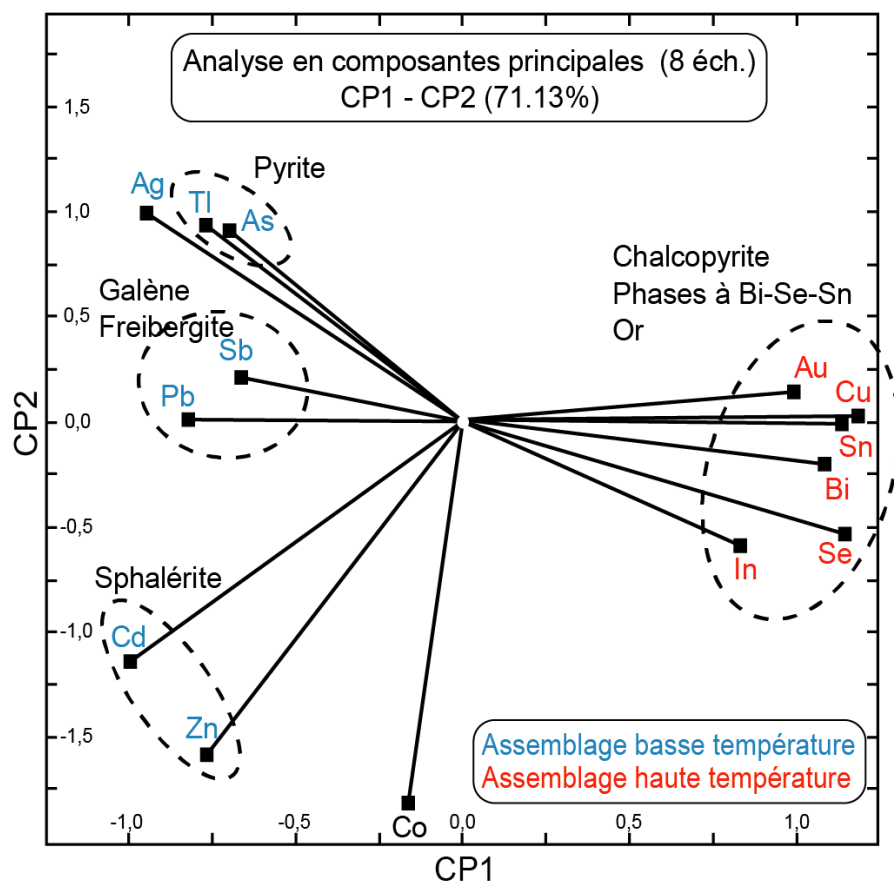


Figure 4.28 : Représentation binaire de l'analyse en composantes principales basée sur 14 éléments montrant des groupements basés sur la CP1 et CP2.

Les éléments à proximité les uns des autres sont considérés comme étant influencés par les mêmes composantes (ici la minéralogie), et où la distance est inversement proportionnelle à la force avec laquelle les éléments sont contrôlés par la même composante. Il s'agit des analyses de roche totale (protocole analytique SOQ-5b) des échantillons minéralisés (cf. Tableau 4.4; Annexe C).

Tableau 4.4 : Géochimie de roche totale de certains échantillons représentatifs des minerais de la Zone à cuivre et de la Zone à zinc principale (données complètes à l'Annexe C).

Zone	Zone à cuivre		Zone à zinc principale					
Type	SM/SSM		SM			SSM		SD
# Ech.	23_144,1	245_860,6	266_666,7	259_451,9	250_294,4	259_454,5	238_605,7	259_455,9
Cu (%)	14,35	12,6	0,28	0,74	0,22	1,04	0,36	2,12
Zn (%)	0,11	0,04	24,4	>30	16,85	12,4	7,44	1,605
Pb (ppm)	35,8	13,7	5440	650	13600	4610	1760	397
Au (ppm)	4,55	19,95	0,057	0,061	0,059	0,058	0,016	0,081
Ag (ppm)	37,8	23,1	191	149	419	171	122	388
Au/Ag	1 : 8,3	1 : 1,2	1 : 3350	1 : 2442	1 : 7101	1 : 2948	1 : 7625	1 : 4790
SiO ₂ (%)	39	49	13,4	12,45	15,2	44,5	20,1	32,4
TiO ₂ (%)	0,02	0,06	0,02	0,02	0,03	0,03	0,01	0,03
Al ₂ O ₃ (%)	1,58	6,31	0,18	1,05	2,35	4,04	0,37	3,34
MgO (%)	1,36	0,9	0,7	1,04	3,62	1,43	1,68	3,19
CaO (%)	0,31	0,02	0,98	0,77	5,22	0,51	3,56	5,86
K ₂ O (%)	0,11	1,8	0,09	0,28	0,75	1,61	0,12	1,01
Na (%)	0,01	0,03	0,01	0,01	0,17	0,08	-0,01	0,01
Fe (%)	19,45	13,8	22,9	20,1	18,4	13,95	28,5	23,4
Mn (%)	0,37	0,03	0,19	0,15	0,17	0,3	0,46	0,96
S (%)	17	13,6	35	32,6	26,8	14,2	27,2	4,3
As (ppm)	12,7	3,3	178,5	195,5	1450	153,5	1190	633
Ba (ppm)	10	80	10	10	40	90	20	80
Be (ppm)	0,05	0,48	0,09	0,15	0,18	0,8	0,23	0,68
Bi (ppm)	1205	602	20,9	1,67	0,93	1,55	2,05	0,21
Cd (ppm)	3,34	0,84	>1000	>1000	>1000	698	470	114
Ce (ppm)	41	106	27,2	36,5	372	37,4	15,8	50,4
Co (ppm)	114,5	46,3	68,1	192	83,4	107	61,8	16,9
Cr (ppm)	4	2	1	1	1	2	3	1
Cs (ppm)	0,05	0,24	0,22	0,84	0,62	1,36	0,19	1,54
Ga (ppm)	3,99	13,65	12,5	8,7	15,5	11,6	4,33	8,58
Ge (ppm)	0,38	0,4	0,2	0,13	0,33	0,07	0,11	0,08
Hf (ppm)	0,5	3,2	0,1	0,9	1,7	3,1	0,4	2,5
Hg (ppm)	0,162	0,084	0,879	0,789	0,932	0,948	0,343	0,278
In (ppm)	11,1	13,45	7,86	5,93	7,74	2,62	10,25	0,512
La (ppm)	16,4	46	11,8	14	191	13,6	7,5	27,1
Li (ppm)	2,6	8,3	0,3	0,8	8	10,6	1,1	5,1
Mo (ppm)	2,92	10,55	12,55	3,35	2,06	2,62	2,67	4,73
Nb (ppm)	1	5,9	0,3	1,8	3,4	6,2	0,6	5,5
Ni (ppm)	12,8	4	75,1	33,7	26,3	13,1	42,8	16,9
P (ppm)	20	50	10	10	20	10	10	30
Rb (ppm)	2,9	39,3	3,1	12,1	17,8	50	4	40,1
Re (ppm)	0,002	-0,002	-0,002	-0,002	-0,002	-0,002	-0,002	0,002
Sb (ppm)	4,5	2,04	47,6	12,2	333	33,6	15,25	12,35
Sc (ppm)	0,5	1,5	0,2	0,3	0,5	0,7	0,3	1,3
Se (ppm)	143	114	44	29	5	2	12	1
Sn (ppm)	112	173	3,2	7,1	17,3	5,4	8	1,3
Sr (ppm)	6,8	3,9	21,2	35	155	10,6	23,3	63,8
Ta (ppm)	0,08	0,48	-0,05	0,14	0,26	0,48	-0,05	0,37
Te (ppm)	-0,05	-0,05	-0,05	-0,05	-0,05	-0,05	-0,05	-0,05
Th (ppm)	0,76	2,92	0,11	0,55	1,2	1,99	0,26	1,57
Tl (ppm)	0,05	0,25	0,54	1,21	1,92	4,12	1,24	3,18
U (ppm)	0,2	0,7	0,1	0,2	0,3	0,5	0,1	0,5
V (ppm)	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1
W (ppm)	0,2	2	0,1	0,1	1	1,5	0,4	0,7
Y (ppm)	2,7	7	3,3	3,9	20,4	8	4,9	10,7
Zr (ppm)	12,6	85,6	4,1	26,2	52,7	92,9	10	78
ΣETR (ppm)	26,48	74,78	15,47	22,14	237,15	26,38	12,16	37,72

SM= Sulfures massifs; SSM= Sulfures semi-massifs; SD= Sulfures disséminés (proche du SMV)

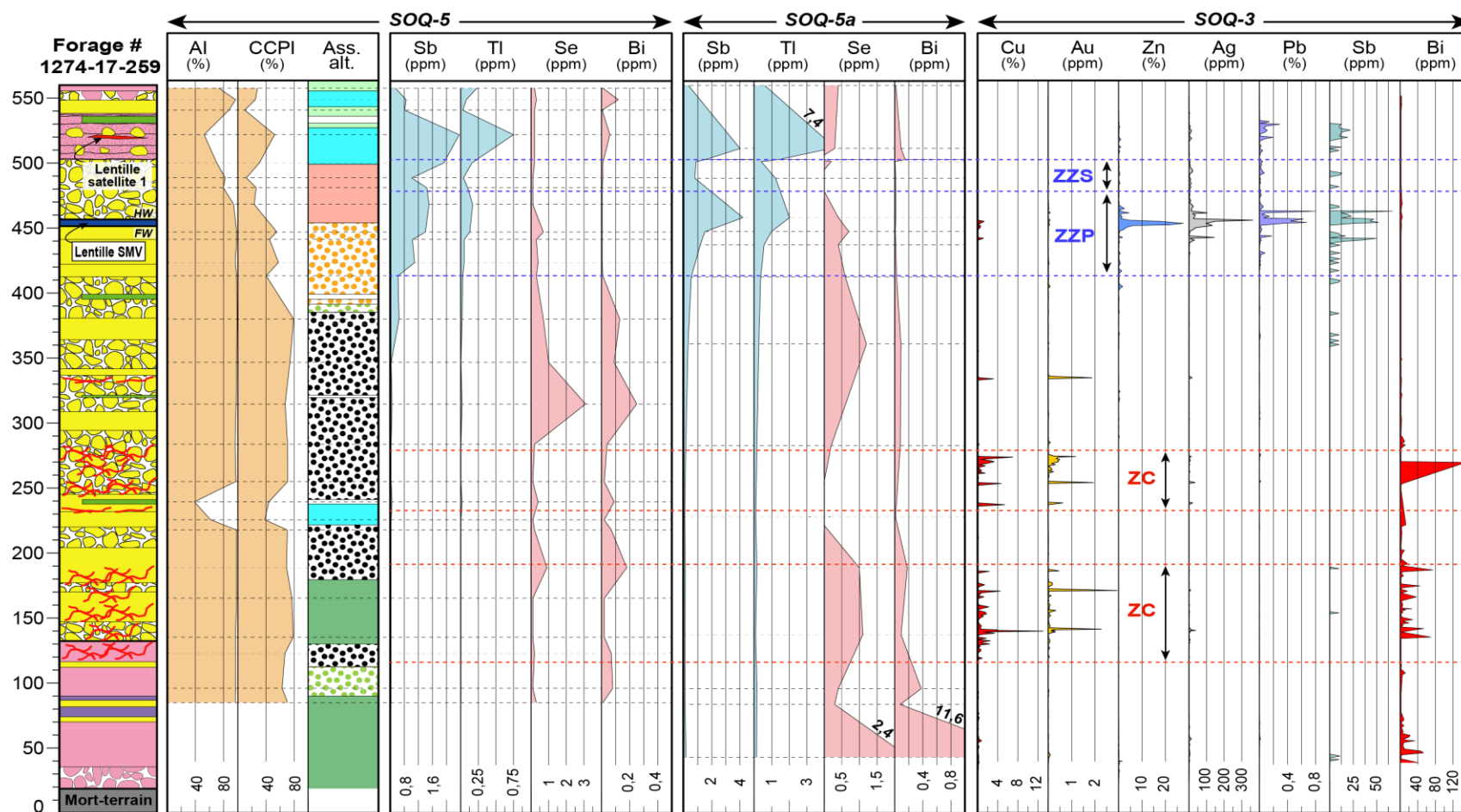


Figure 4.29 : Profils lithologique et géochimiques représentés le long du forage 1274-17-259 (voir la Figure 4.3 pour l'emplacement et la légende des unités lithologiques, et la Figure 3.19 pour la légende des assemblages d'altération « Ass. alt. »).

Les indices d'altération et la géochimie des éléments traces (deux premières sections) sont basés sur les données de géochimie de roche totale de SOQUEM (SOQ-5). La géochimie des éléments traces (3^{ème} section) est basée sur les données de géochimie de roche totale de la présente étude (SOQ-5a). Les données géochimiques de la dernière section proviennent des analyses métaux de SOQUEM.

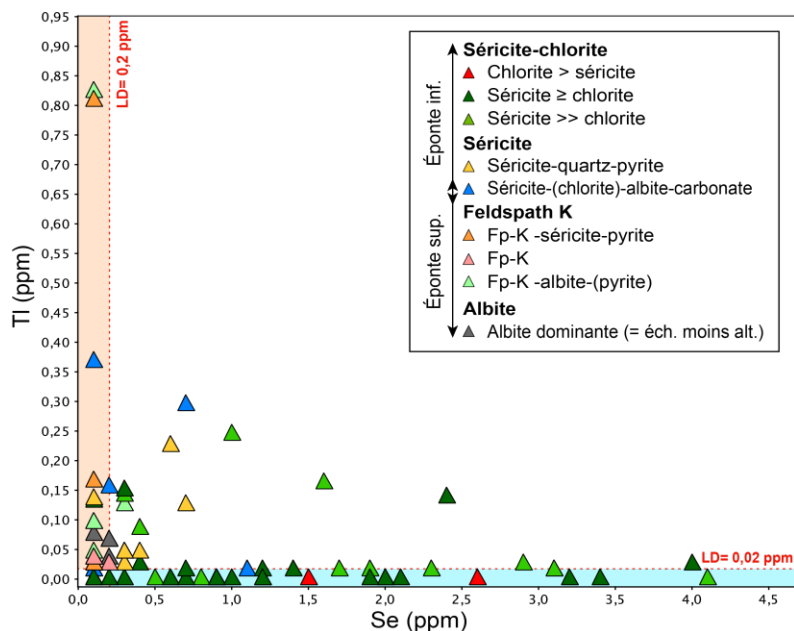


Figure 4.30 : Diagramme binaire (Tl vs Se), illustrant les concentrations en Tl et Se (en ppm) de la rhyolite A en fonction des assemblages d'altération (Protocole analytique SOQ-5).

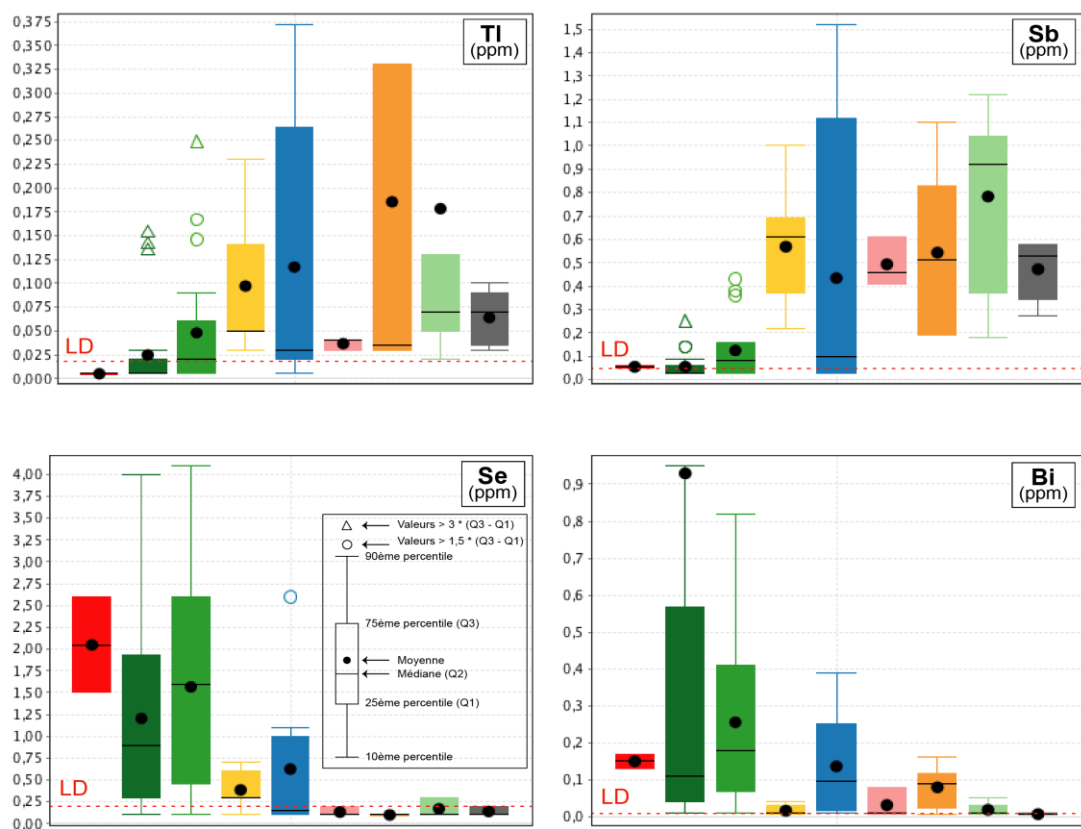


Figure 4.31 : Diagrammes en boîtes à moustaches illustrant les concentrations en Tl, Sb, Se, et Bi, de la rhyolite A en fonction des assemblages d'altération (Protocole analytique SOQ-5).

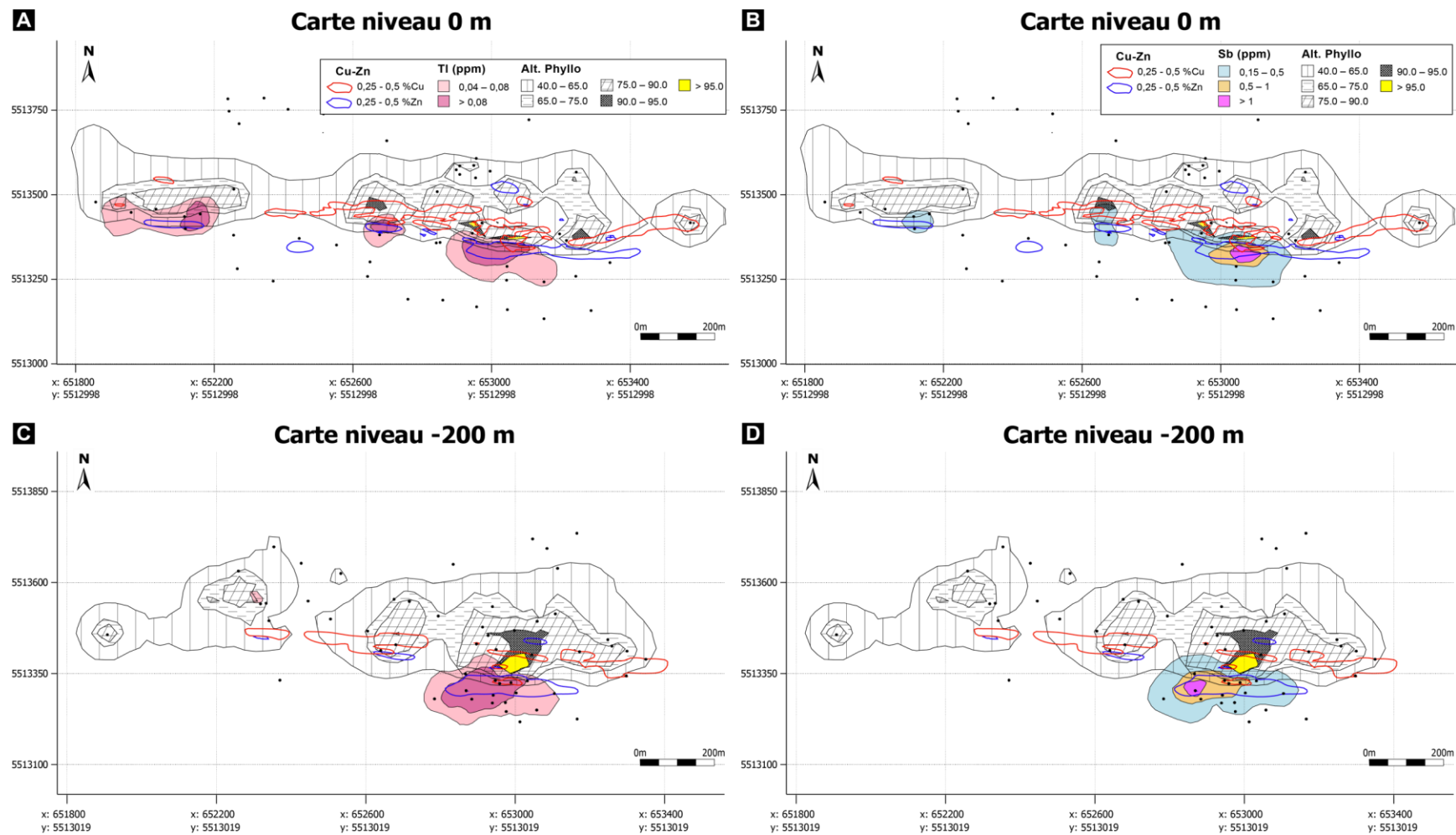


Figure 4.32 : Vues en carte des niveaux 0m et -200 m de B26, illustrant la modélisation des halos géochimiques de TI (A, C) et Sb (B, D) et de l'indice d'altération en phyllosilicates normatifs (Alt_Phyllo).

Les ronds noirs représentent les forages échantillonnés pour la lithogéochimie (Protocole analytique SOQ-5).

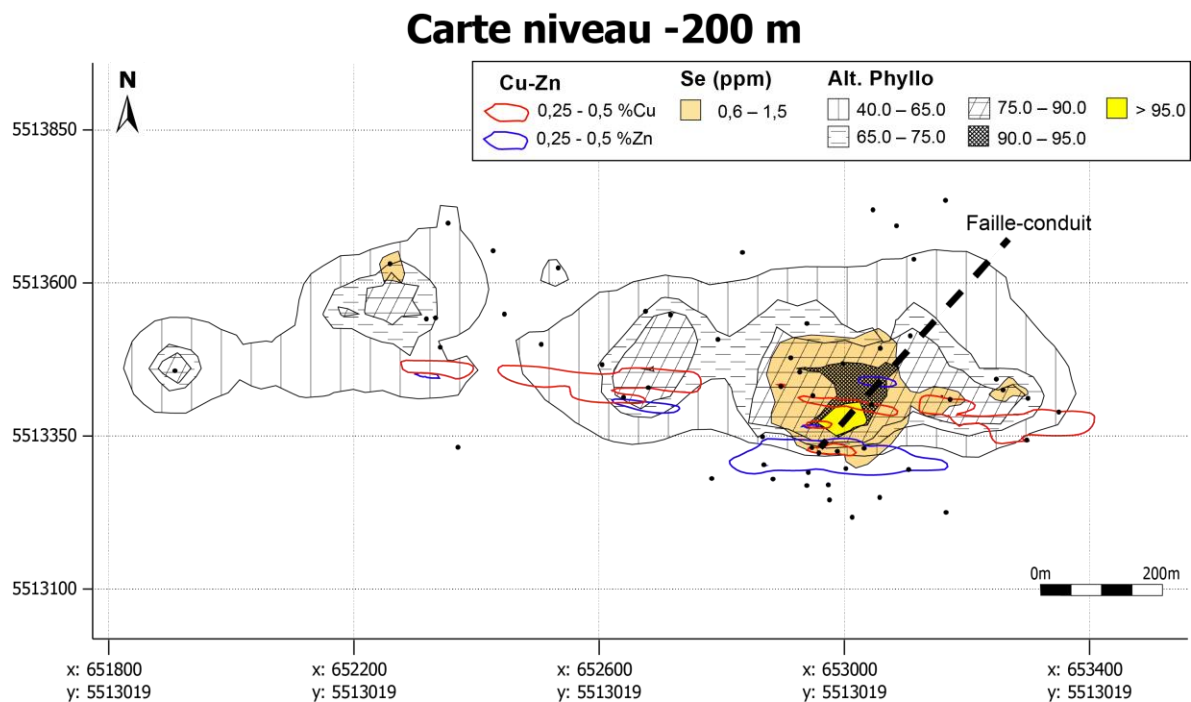


Figure 4.33 : Vue en carte du niveau -200 m de B26, illustrant la modélisation du halo géochimique de Se et de l'indice d'altération en phyllosilicates normatifs (Alt_Phylo).

Une faille-conduit hypothétique d'orientation N50-55° est représentée sur la figure. Les ronds noirs représentent les forages échantillonnés pour la lithogéochimie (Protocole analytique SOQ-5).

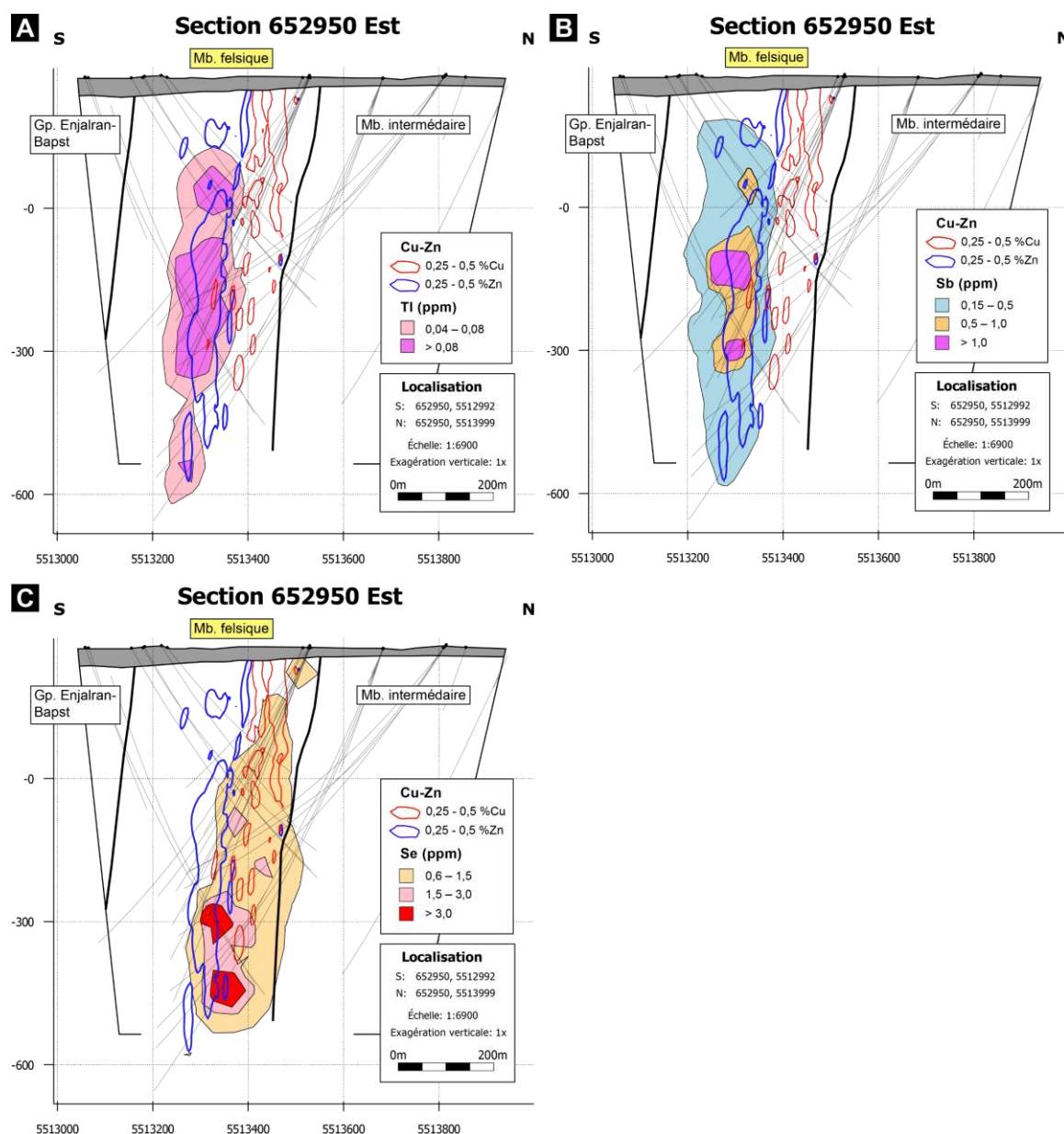


Figure 4.34 : Vues en section de la section 652950 Est de B26, illustrant la modélisation des halos géochimiques de TI (A), Sb (B) et Se (C), et de l'indice d'altération en phyllosilicates normatifs (Alt_Phylo).

Les traits fins noirs représentent les forages échantillonnés pour la lithogéochimie (Protocole analytique SOQ-5).

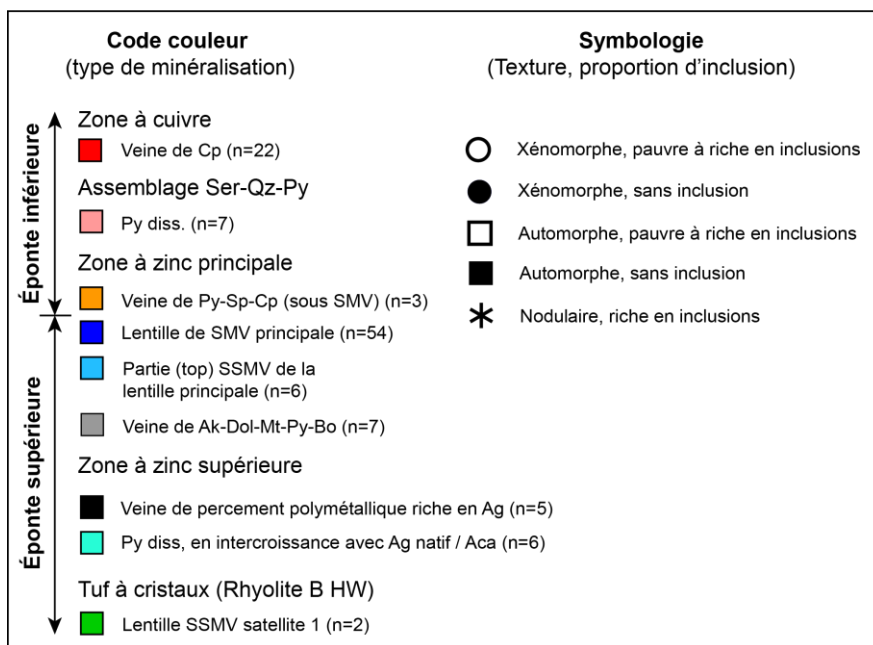


Figure 4.35 : Légende de classification des pyrites analysées au LA-ICP-MS.

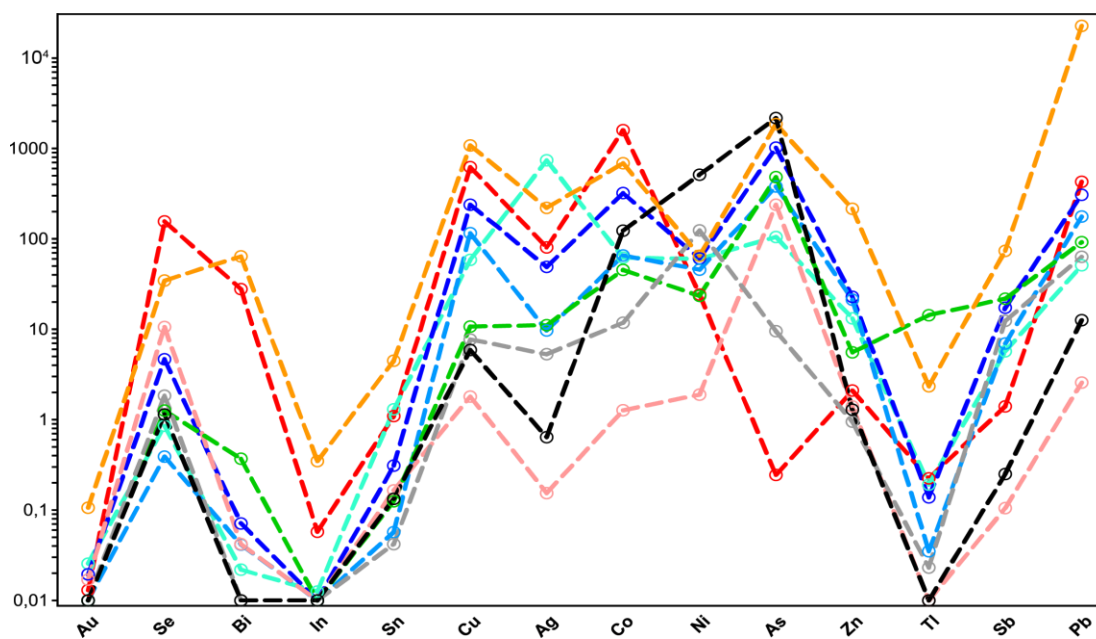


Figure 4.36 : Concentrations médianes en éléments traces des pyrites (en ppm) par type de minéralisation.

Résultats obtenus par microanalyses au LA-ICP-MS des pyrites (n=112) de B26.

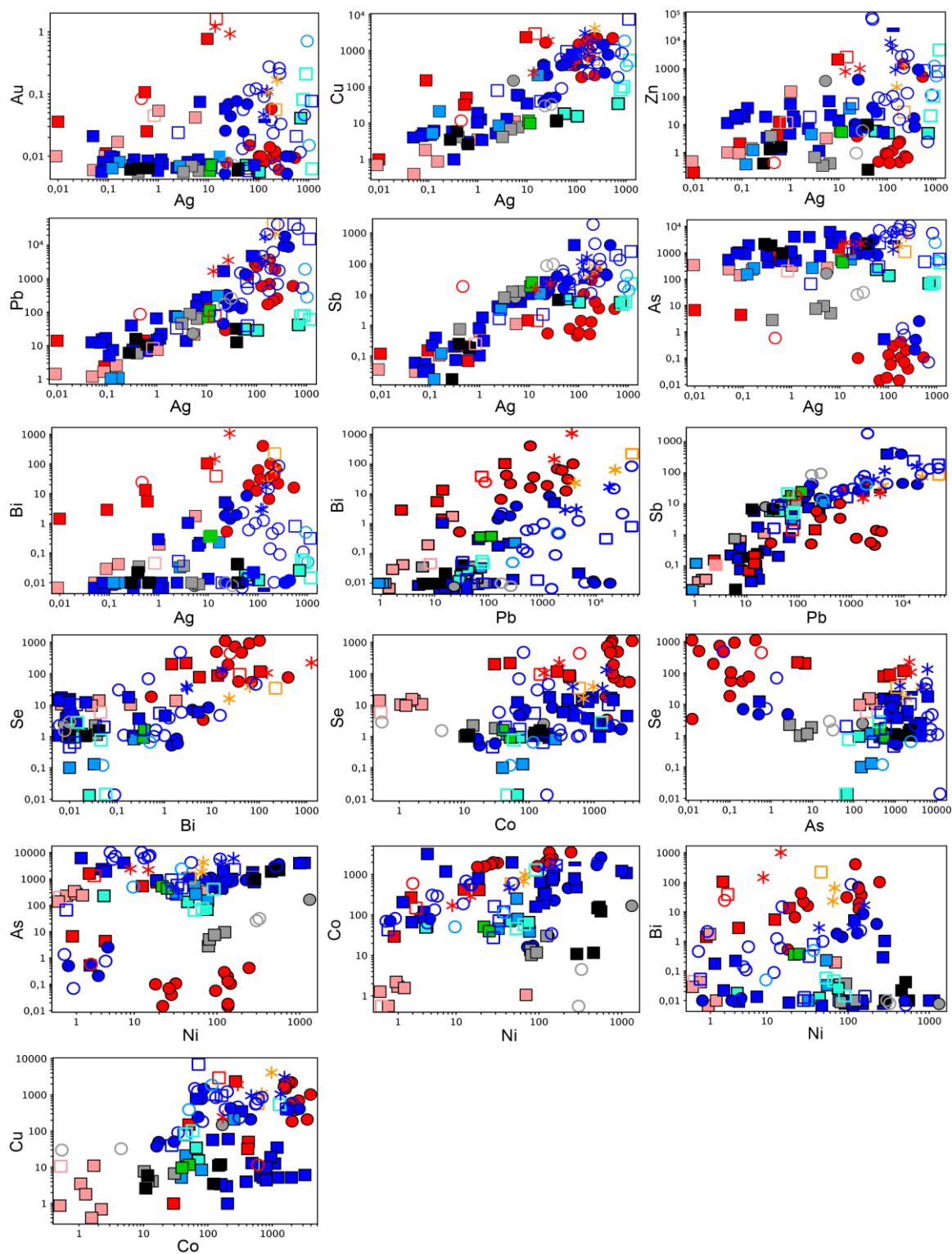


Figure 4.37 : Diagrammes binaires inter-élémentaires représentant les concentrations (en ppm) de certains éléments traces, obtenues par microanalyses au LA-ICP-MS, dans les pyrites (n=112) de B26 en fonction de leur type de minéralisation et de leur texture.

Tableau 4.5 : Matrice de corrélation (coefficient de Pearson, distribution logarithmique) réalisée à partir des microanalyses au LA-ICP-MS des pyrites de B26 (n=112), pour certains éléments traces.

N=112	Ag	Cu	Zn	Cd	Pb	Sb	Bi	Se	As	Au	In	Tl	Sn	Te	Co	Ni
Ag	1	0,81	0,42	0,66	0,79	0,79	0,36	-0	-0,2	0,26	0,28	0,57	0,59	0,04	0,29	0,06
Cu	0,81	1	0,55	0,77	0,79	0,65	0,55	0,3	-0,2	0,41	0,49	0,5	0,71	-0,1	0,49	-0
Zn	0,42	0,55	1	0,78	0,45	0,48	0,14	0,04	0,37	0,48	0,41	0,15	0,41	0	0,22	-0
Cd	0,66	0,77	0,78	1	0,71	0,57	0,4	0,36	-0,1	0,35	0,59	0,46	0,64	0,03	0,41	0,04
Pb	0,79	0,79	0,45	0,71	1	0,79	0,5	0,27	-0,1	0,36	0,42	0,61	0,63	0,01	0,36	-0
Sb	0,79	0,65	0,48	0,57	0,79	1	0,26	-0,1	0	0,28	0,18	0,51	0,39	0,04	0,12	-0
Bi	0,36	0,55	0,14	0,4	0,5	0,26	1	0,61	-0,2	0,54	0,5	0,37	0,58	-0	0,33	-0,1
Se	-0	0,3	0,04	0,36	0,27	-0,1	0,61	1	-0,4	0,12	0,49	0,28	0,44	0,04	0,33	-0,2
As	-0,2	-0,2	0,37	-0,1	-0,1	0	-0,2	-0,4	1	0,39	-0,1	-0,4	-0,2	-0	-0,1	0,14
Au	0,26	0,41	0,48	0,35	0,36	0,28	0,54	0,12	0,39	1	0,41	0,04	0,42	0,05	0,04	-0,2
In	0,28	0,49	0,41	0,59	0,42	0,18	0,5	0,49	-0,1	0,41	1	0,35	0,7	0,02	0,34	0,05
Tl	0,57	0,5	0,15	0,46	0,61	0,51	0,37	0,28	-0,4	0,04	0,35	1	0,51	0,05	0,11	0,04
Sn	0,59	0,71	0,41	0,64	0,63	0,39	0,58	0,44	-0,2	0,42	0,7	0,51	1	0,01	0,39	-0,1
Te	0,04	-0,1	0	0,03	0,01	0,04	-0	0,04	-0	0,05	0,02	0,05	0,01	1	-0,3	0,11
Co	0,29	0,49	0,22	0,41	0,36	0,12	0,33	0,33	-0,1	0,04	0,34	0,11	0,39	-0,3	1	0,34
Ni	0,06	-0	-0	0,04	-0	-0	-0,1	-0,2	0,14	-0,2	0,05	0,04	-0,1	0,11	0,34	1

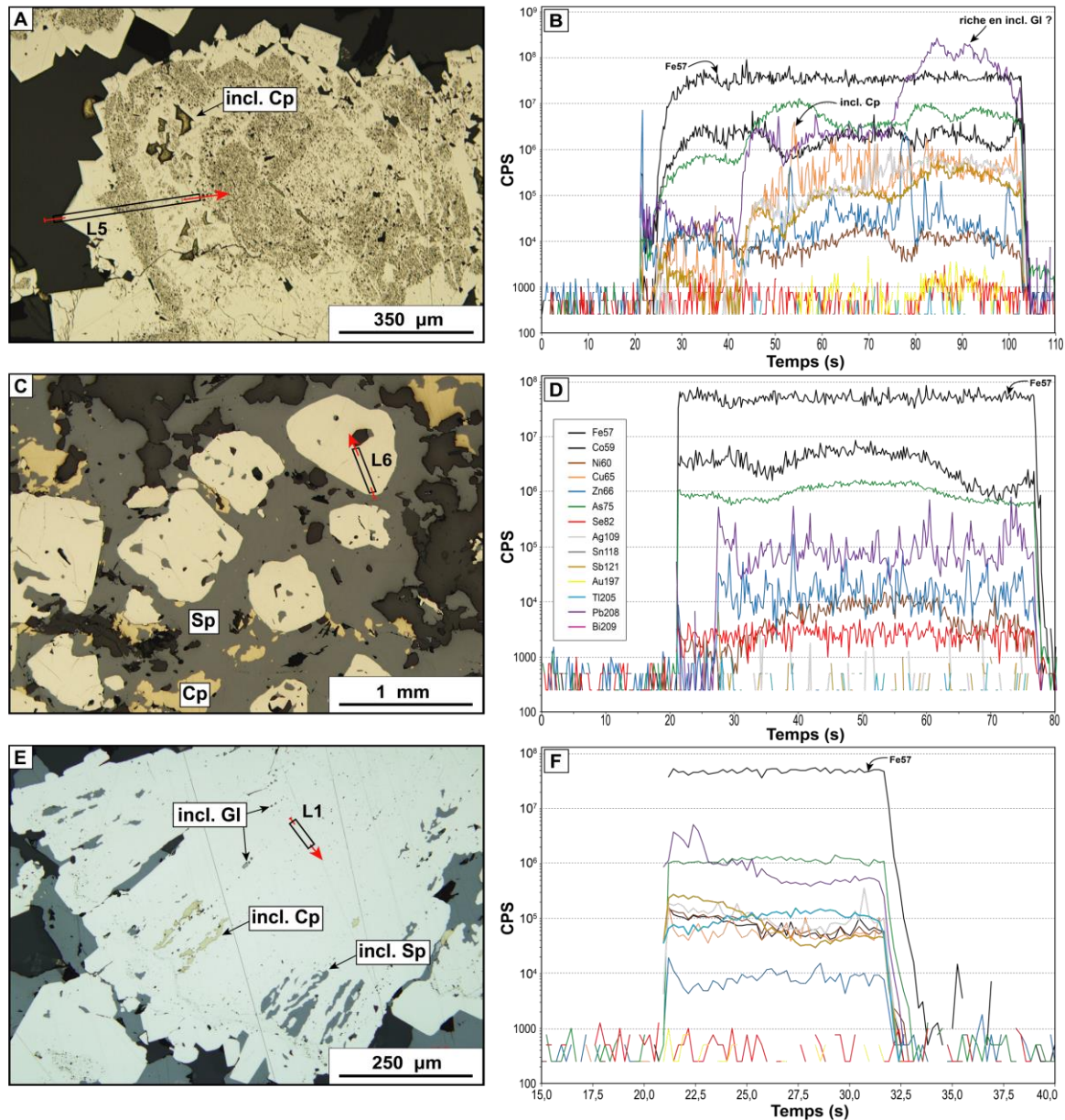


Figure 4.38 : Planche illustrant les profils d'ablation laser (LA-ICP-MS) des pyrites provenant de la lentille de SMV principale, et la localisation des lignes d'ablation correspondantes sur des photomicrographies prises en lumière réfléchie.

Les signaux analytiques sont représentés en nombre de comptes par seconde (CPS) en fonction du temps.

A) Pyrite framboïde zonée, à cœur poreux riche en inclusions et à bordure recrystallisée automorphe sans inclusion (1274-16-232_431.8m). B) Profil analytique d'ablation laser au LA-ICP-MS pour la ligne L5 (i.e., 232-431.8-G02-L5) représentée en A. C) Pyrite subautomorphe sans inclusion apparente à localement poecilitique (1274-17-259_451.9m). D) Profil analytique d'ablation laser au LA-ICP-MS pour la ligne L6 (i.e., 259-451.9-D01-L6) représentée en C. E) Pyrite à texture radiale dont le cœur est sans inclusion apparente (voir infimes de galène) (1274-17-266_666.7m). F) Profil analytique d'ablation laser au LA-ICP-MS pour la ligne L1 (i.e., 266-666.7-D07-L1) représentée en E.

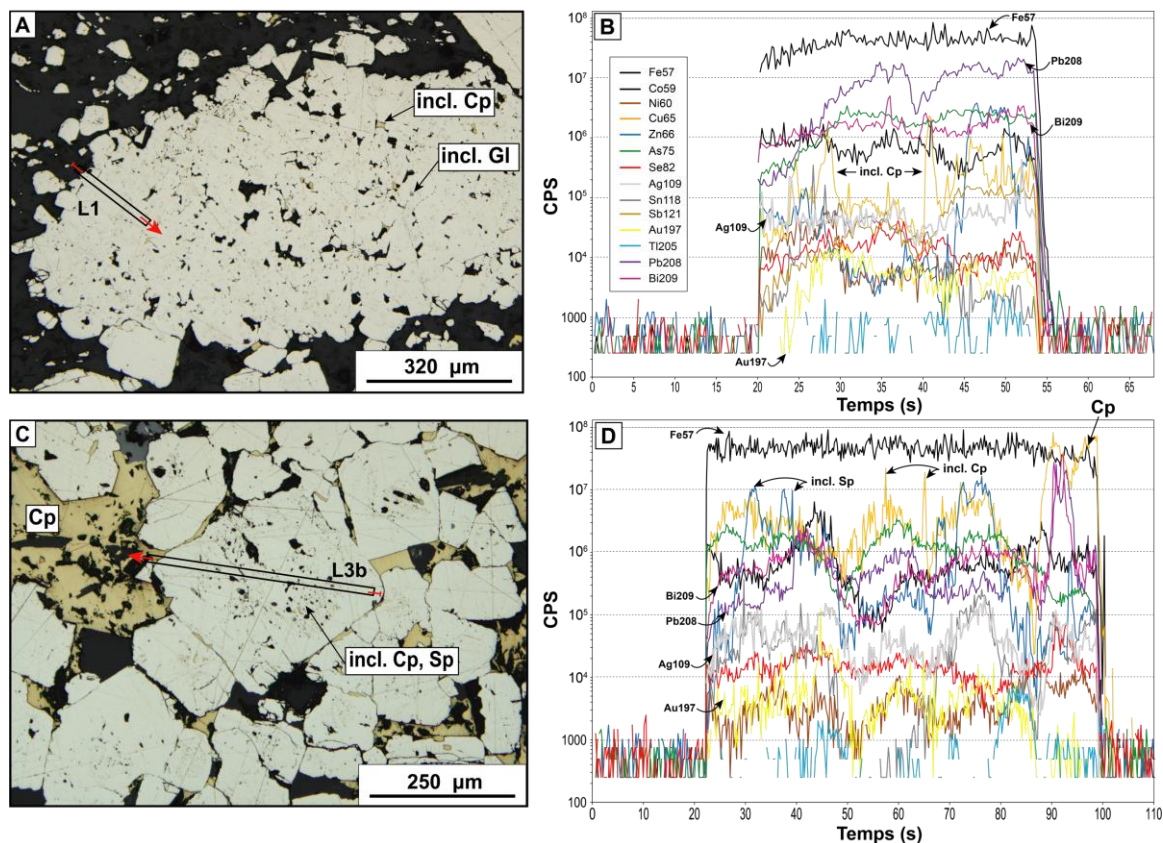


Figure 4.39 : Planche illustrant les profils d'ablation laser (LA-ICP-MS) de pyrites enrichies en Au provenant de la Zone à cuivre (i.e., « Veine de Cp »), et la localisation des lignes d'ablation correspondantes sur des photomicrographies prises en lumière réfléchie.

Les signaux analytiques sont représentés en nombre de comptes par seconde (CPS) en fonction du temps.

A) Pyrite nodulaire riche en inclusions (1274-13-86_206m). B) Profil analytique d'ablation laser au LA-ICP-MS pour la ligne L1 (i.e., 86-206-C06-L1) représentée en A. C) Pyrite automorphe zonée à cœur riche en inclusion (1274-13-86_206m). D) Profil analytique d'ablation laser au LA-ICP-MS pour la ligne L1 (i.e., 86-206-B03-L3b) représentée en C.

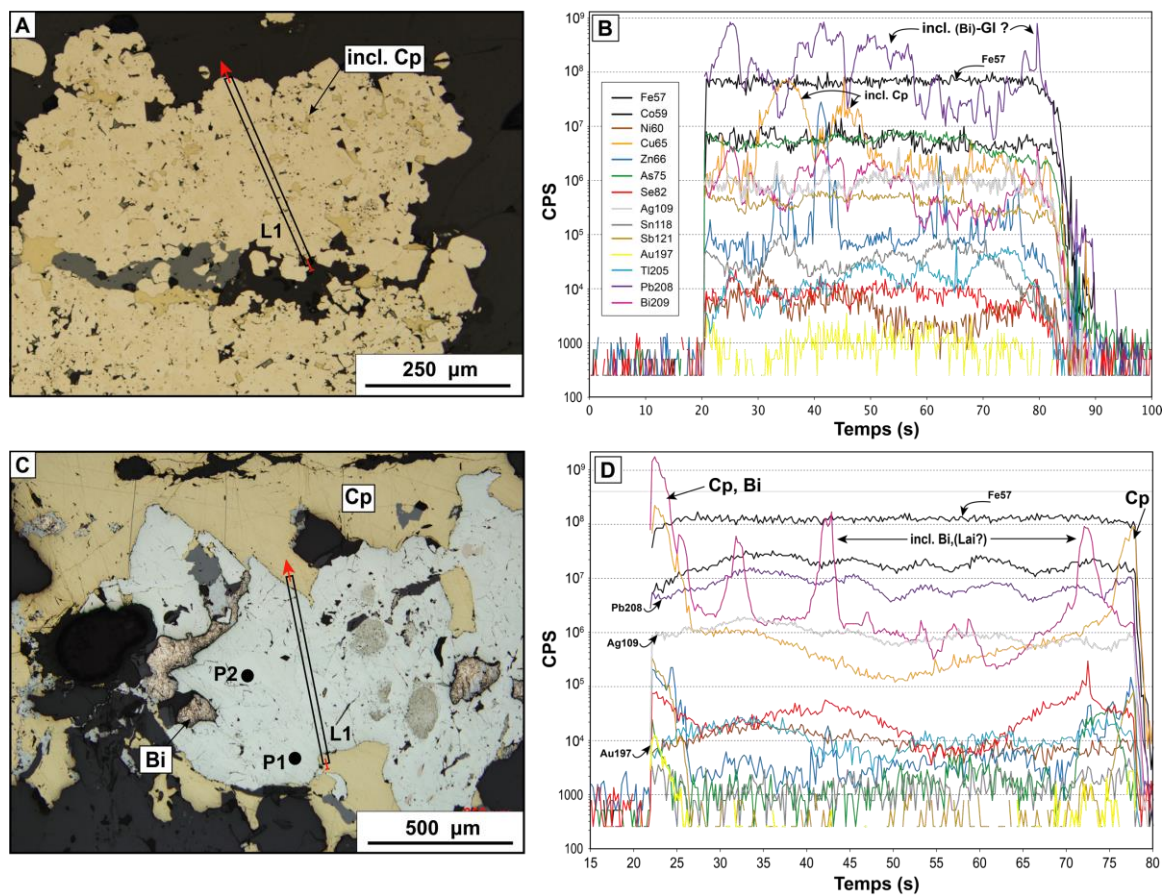


Figure 4.40 : Planche illustrant les profils d'ablation laser (LA-ICP-MS) de pyrites provenant des minéralisations de type « Veine de Py-Sp-Cp » (A, B), et « Veine de Cp » (C, D), et la localisation des lignes d'ablation correspondantes sur des photomicrographies prises en lumière réfléchie.

Les signaux analytiques sont représentés en nombre de comptes par seconde (CPS) en fonction du temps.

A) Pyrite nodulaire riche en inclusions (1274-17-259_442.3m). B) Profil analytique d'ablation laser au LA-ICP-MS pour la ligne L1 (i.e., 259-442.3-D01-L1) représentée en A. C) Amas xénomorphe de pyrite sans inclusion apparente dans la portion analysée, mais avec toutefois localement des intercroissances/inclusions de bismuth natif (B26-23_144.1m). D) Profil analytique d'ablation laser au LA-ICP-MS pour la ligne L1 (i.e., 23-144-A3-L1) représentée en C.

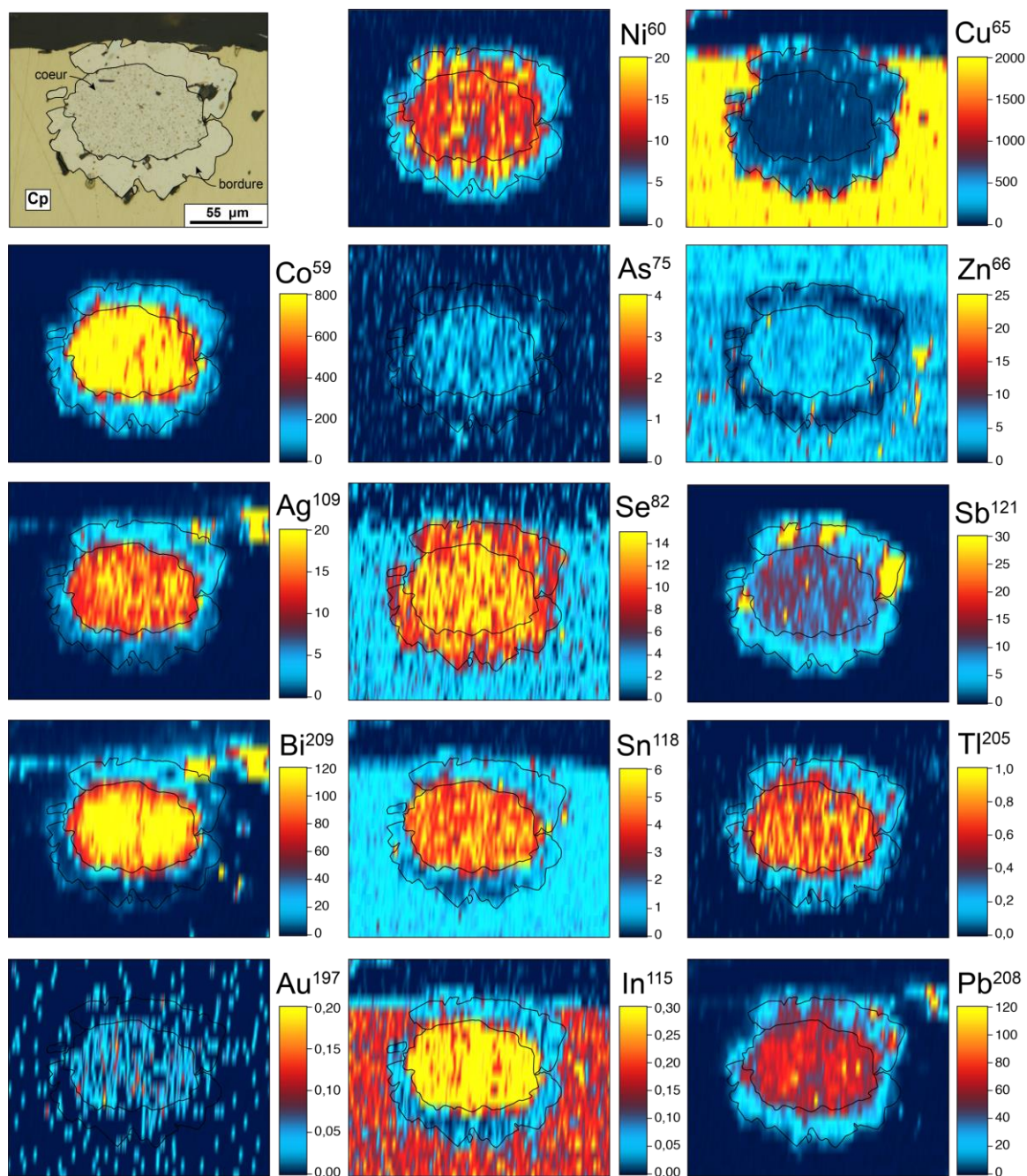


Figure 4.41 : Carte chimique élémentaire semi-quantitative (en ppm) réalisée au LA-ICP-MS sur un nodule de pyrite zonée (i.e., cœur poreux enrichi et bordure subautomorphe plus appauvrie) provenant de la minéralisation de type “Veine de Cp” de la Zone à cuivre (1274-16-235_186m).

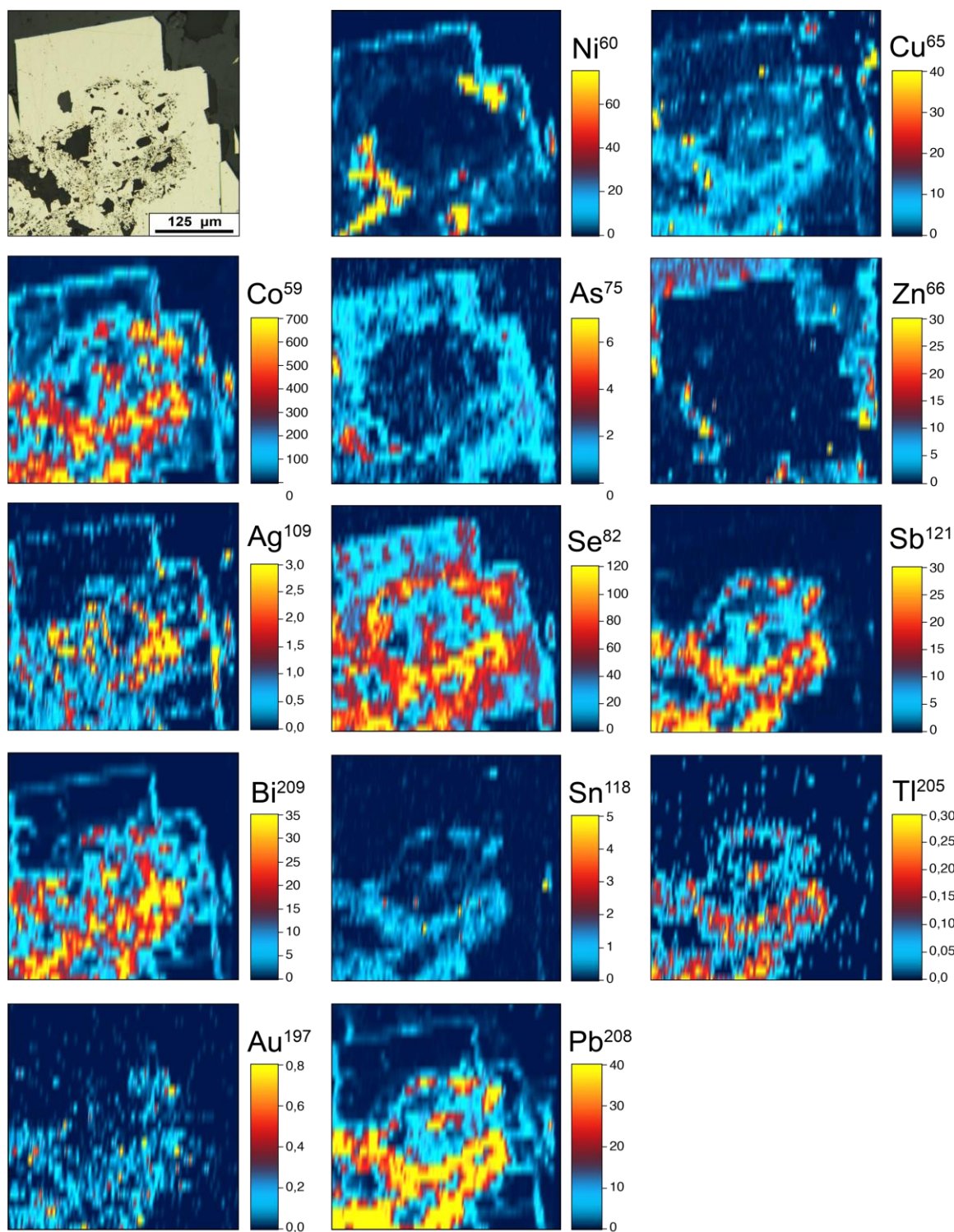


Figure 4.42 : Carte chimique élémentaire semi-quantitative (en ppm) réalisée au LA-ICP-MS sur un amas de pyrite zonée (i.e., cœur poreux xénomorphe et bordures recristallisées automorphes sans inclusion) provenant de la minéralisation de type “Veine de Cp” de la Zone à cuivre (1274-16-235_150m).

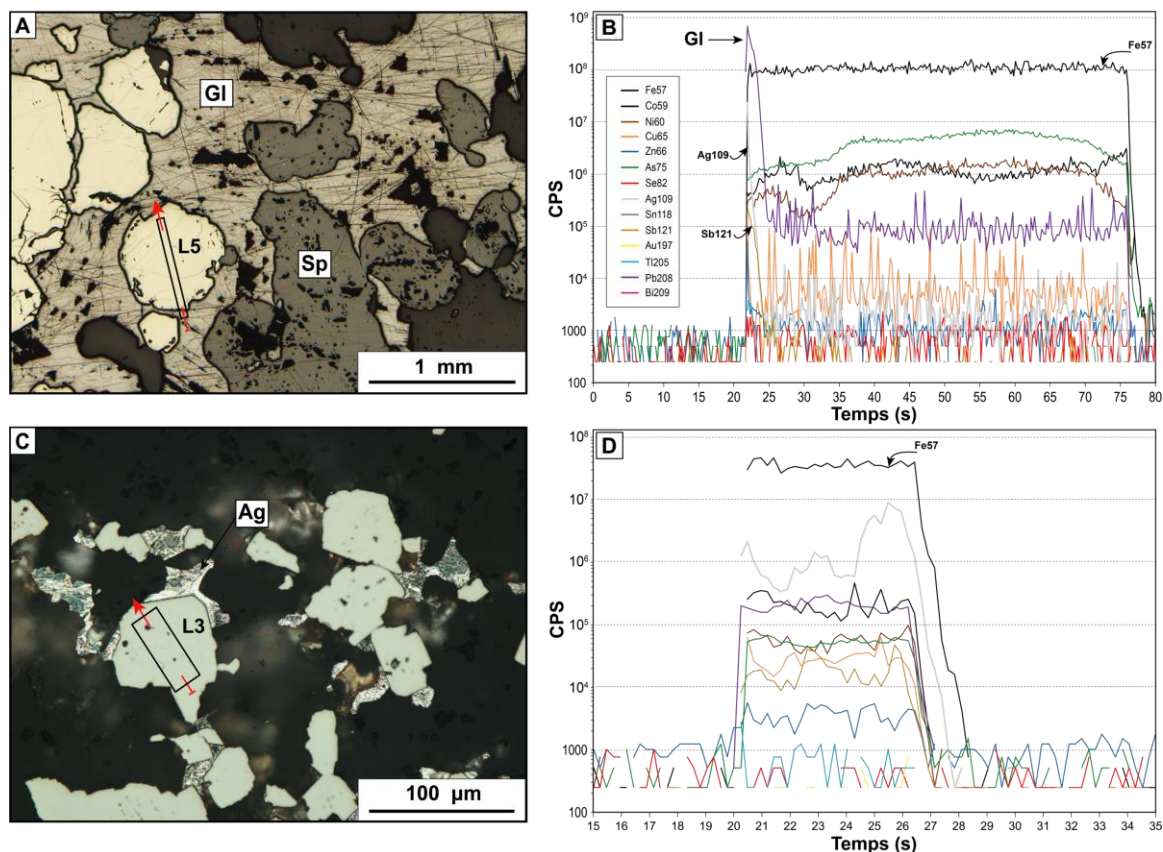


Figure 4.43 : Planche illustrant les profils d'ablation laser (LA-ICP-MS) de pyrites provenant des minéralisations de type « Veine de percement polymétallique riche en Ag » (A, B), et « Py diss, en intercroissance avec Ag natif » (C, D), et la localisation des lignes d'ablation correspondantes sur des photomicrographies prises en lumière réfléchie.

Les signaux analytiques sont représentés en nombre de comptes par seconde (CPS) en fonction du temps.

A) Pyrite subautomorphe sans inclusion en intercroissance dans la galène (1274-16-238_602.7m). B) Profil analytique d'ablation laser au LA-ICP-MS pour la ligne L5 (i.e., 238-602.7-F01-L5) représentée en A. C) Pyrite subautomorphe contenant quelques microinclusions apparentes (très pauvre), en intercroissance avec Ag natif (1274-16-232_529.2m). D) Profil analytique d'ablation laser au LA-ICP-MS pour la ligne L3 (i.e., 232-529.2-C06-L3) représentée en C.

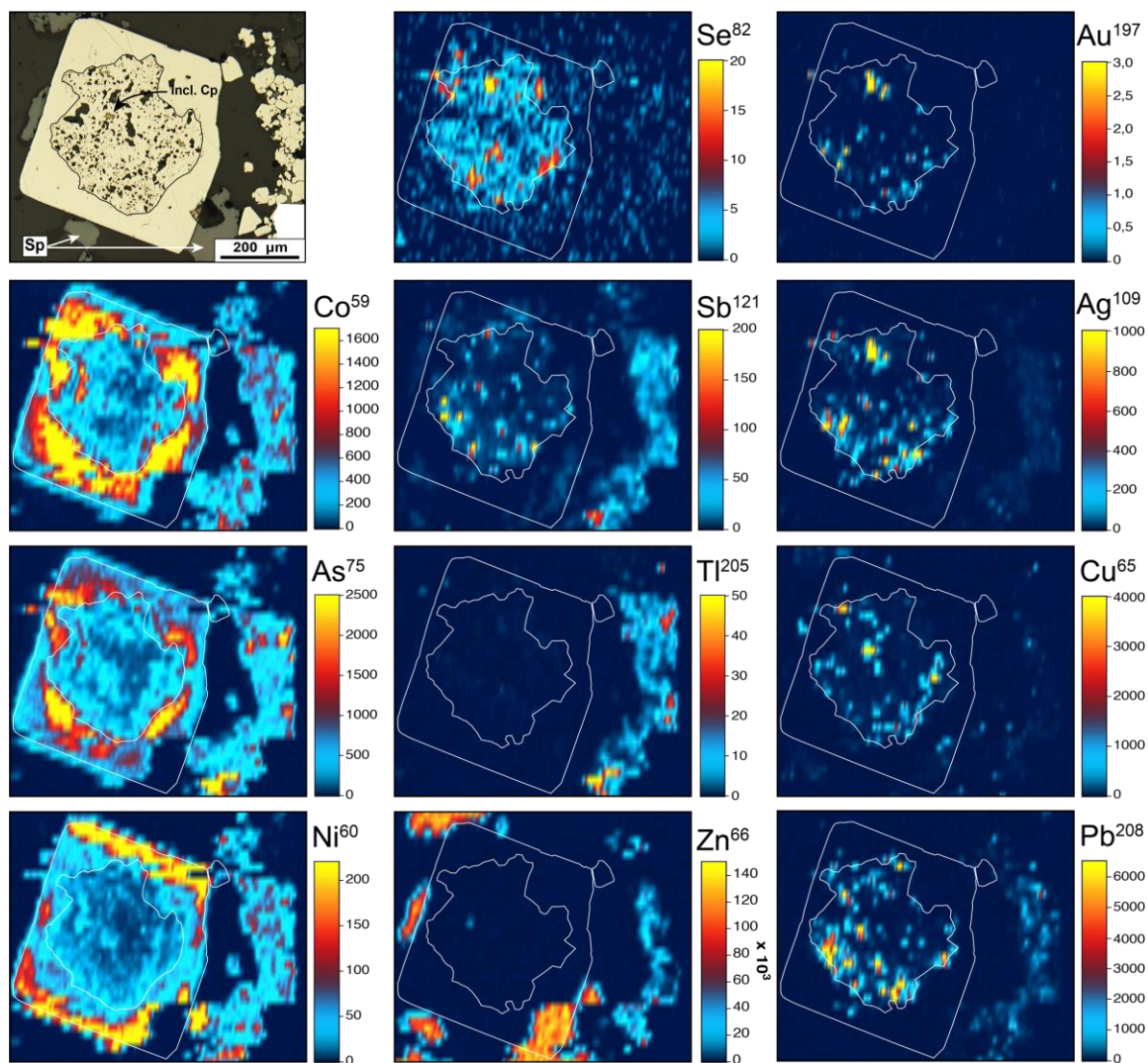


Figure 4.44 : Carte chimique élémentaire semi-quantitative (en ppm) réalisée au LA-ICP-MS sur un grains de pyrite automorphe zonée (i.e., cœur xénomorphe riche en inclusions et bordure automorphe sans inclusion) provenant de la minéralisation de type “Lentille de SMV principale” de la Zone à zinc principale (1274-16-238_600.4m).

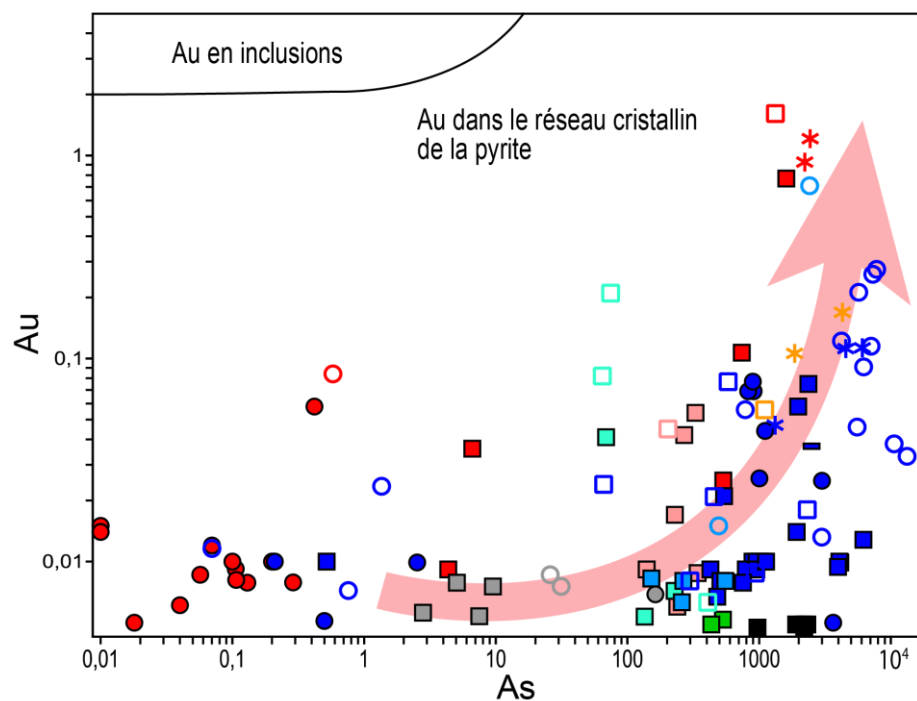


Figure 4.45 : Diagramme binaire (Au vs As) représentant la concentration de Au et As (en ppm), obtenues par microanalyses au LA-ICP-MS, dans les pyrites (n=112) de B26 en fonction de leur type de minéralisation et de leur texture (Tiré de Reich et al., 2005).

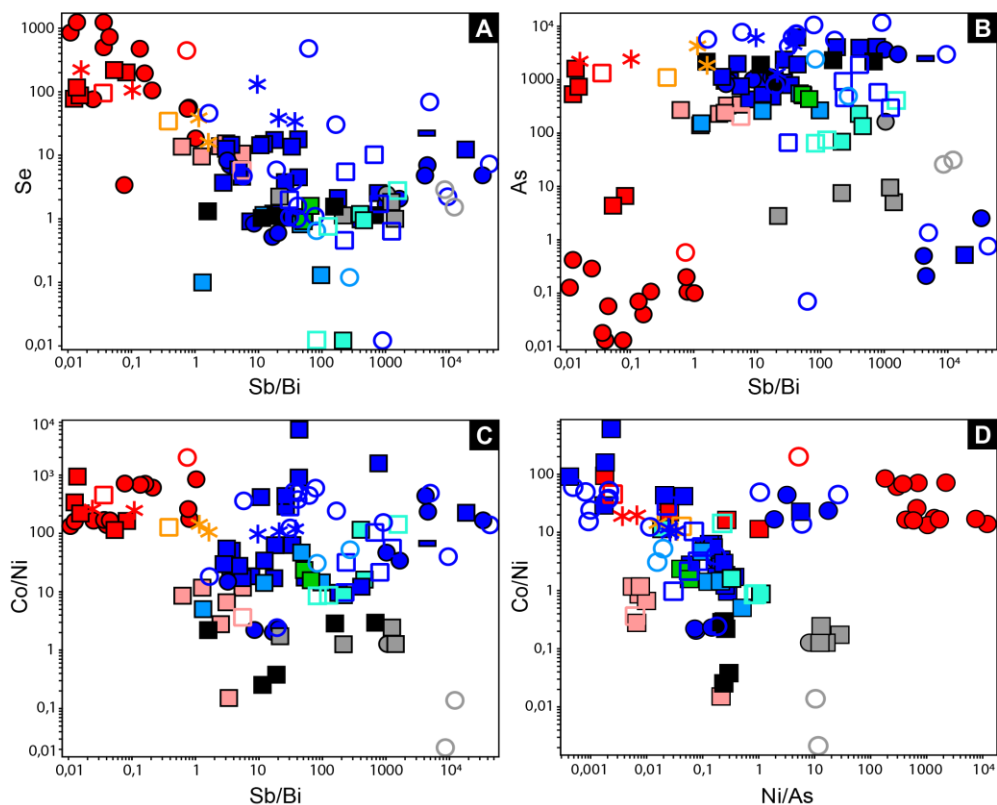


Figure 4.46 : Diagrammes binaires de discrimination chimique des pyrites provenant des différents types de minéralisation de B26. Les concentrations en éléments traces (en ppm) ou les rapports d'éléments traces choisis, ont été obtenus par microanalyses au LA-ICP-MS.

A) Se vs Sb/Bi. B) As vs Sb/Bi. C) Co/Ni vs Sb/Bi. D) Co/Ni vs Ni/As.

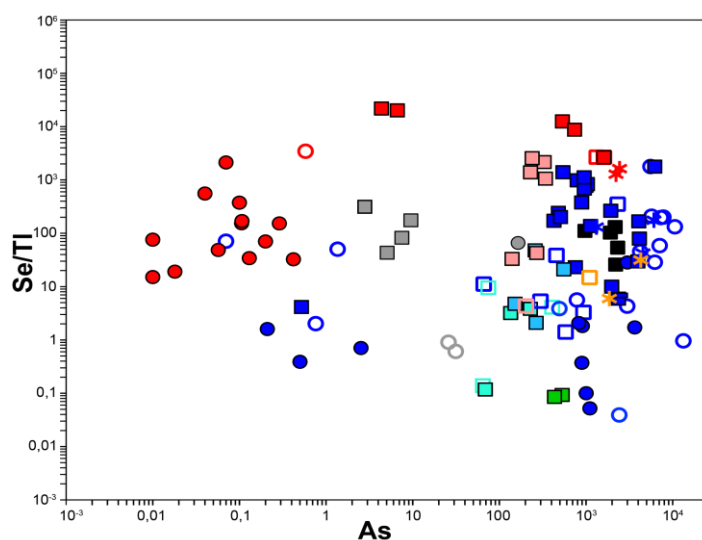


Figure 4.47 : Diagramme binaire Se/Tl vs As (tiré de Genna et Gaboury, 2015). Les concentrations (en ppm) ont été obtenues par microanalyses au LA-ICP-MS des pyrites (n=112) de B26.

CHAPITRE 5 :

INTERPRETATION ET DISCUSSION

5.1 Mise en place de la séquence volcanique hôte du gîte B26

Les unités volcaniques du membre supérieur de B26 ont probablement été mises en place le long de structures synvolcaniques E-O, associées à un volcanisme fissural (régime en extension) au vue de son extension latérale plurikilométrique (Figs. 1.10 et 2.4). Bien que spéculatif avec les éléments à disposition, il est proposé que plusieurs points d'émission coexistent latéralement sur les mêmes structures et que B26 se situe au niveau de l'un d'entre eux. Cette interprétation est cohérente avec le scénario de mise en place du volcanisme associé à la mise en place du gisement Selbaie (Taner, 2000).

La reconstitution schématique de l'architecture volcanique primaire probable du secteur de B26 est présentée en Figure 5.1. La chronologie relative et absolue de mise en place des différentes unités a été interprétée et est détaillée ci-dessous selon quatre phases hypothétiques d'un centre volcanique en évolution.

5.1.1 Première phase : Volcanisme du membre inférieur

L'andésite et le tuf intermédiaire à lapilli ± blocs sont interdigités et ont la même signature géochimique, ce qui suggère une relation cogénétique de ces deux unités. Toutefois, concernant l'andésite, la proportion relative de coulées et de filons-couches est difficile à estimer car les textures et la géochimie sont similaires. Par conséquent, il est possible que le membre inférieur soit également composé de filons-couches mis en place tardivement durant la phase 4 (voir 5.1.4). La dacite est probablement contemporaine de l'andésite et du tuf intermédiaire car elle se présente à différents niveaux stratigraphiques au sein du membre inférieur (Figs. 2.5 et 5.1). Les textures et la distribution

de la dacite sont en accord avec une mise en place sous forme de dômes isolés. Ces dômes peuvent avoir été extrusifs, mais pourraient également avoir été partiellement intrusifs (i.e., cryptodomes). Le volcanisme dacitique marque probablement la transition progressive vers un volcanisme plus felsique dans la partie supérieure de la stratigraphie. La nature de l'andésite et de la dacite (p. ex. : massives et bordées de dépôts volcanoclastiques monogéniques non triés) ne confirme pas qu'elles aient été mises en place dans un environnement sous-marin. Cependant, le contexte général (p. ex. : laves coussinées observées plus au nord proche du pluton; abondance de faciès fragmentaires monogénique dans l'empilement suggère un processus d'auto-fragmentation au contact avec l'eau de mer; horizons d'argilite dans l'éponte supérieure) le suggère fortement, bien que la profondeur d'eau au moment de la mise en place ne soit pas contrainte.

5.1.2 Seconde phase : Début du volcanisme felsique (Rhyolite A)

Le début du volcanisme felsique calco-alcalin est établi à environ 2728 Ma, comme indiqué par les deux âges obtenus sur la rhyolite A de l'éponte inférieure et de l'éponte supérieure, respectivement (i.e., $2728,5 \pm 0,8$ et $2727,9 \pm 0,8$ Ma : Fayard et al., 2020; Fig. 5.2).

À $2728,5 \pm 0,8$ Ma (Fayard et al., 2020) un magma felsique remonte dans les structures synvolcaniques ayant affecté le membre inférieur, et forme des complexes de dômes/coulées coalescents de rhyolite A qui se mettent en place sur le plancher océanique ou encore tout juste sous le plancher marin. Il s'en suit une bréchification autoclastique périphérique importante des dômes créant une quantité relativement importante de matériel volcanoclastique. La croissance des dômes a pu se faire de façon endogène car elle se poursuit même après que les dômes aient été recouverts de matériel volcanoclastique. Cette croissance se caractérise par une extension verticale progressive accompagnée d'un épanchement latéral important, dès lors que celui-ci devient extrusif, avant d'être à nouveau recouvert de matériel volcanoclastique. Cette séquence se répète successivement. Il en résulte une succession de coulées massives, formées en partie par écoulement laminaire, isolées dans du matériel volcanoclastique (Fig. 5.1).

À priori, l'âge obtenu dans la rhyolite A de l'éponte supérieure ($2727,9 \pm 0,8$ Ma) est très légèrement plus jeune que celui obtenu dans l'éponte inférieure (Fayard et al., 2020 : Fig. 5.2). Il est donc proposé qu'un possible bref calme volcanique ait eu lieu. Ainsi, la rhyolite A de l'éponte supérieure représenterait un second pulse volcanique de rhyolite A. Cette interprétation est aussi supportée par l'aspect physique différent (i.e., vitreux, faiblement altéré) de la rhyolite A de l'éponte supérieure, bien que chimiquement identique, et par sa proportion de matériel volcanoclastique plus importante. Il est d'ailleurs suggéré que le système hydrothermal ait débuté durant ce bref calme ou hiatus volcanique et qu'une partie de la lentille principale de SMV se soit formée par exhalaison (voir section 5.3.2). Néanmoins, les deux âges obtenus se chevauchent lorsque l'incertitude est prise en compte, et aucune trace de sédiment (chimique ou détritique) n'a été observé entre ces deux épisodes volcaniques à B26 (possibilité de remaniement des sédiments lors de la mise en place de la deuxième coulée). Il y a toutefois plus d'arguments en faveur d'une pause volcanique entre les deux effusions de rhyolite A, bien que possiblement très brève, et par conséquent la possibilité que des témoins de ce hiatus volcanique existent latéralement (distal à B26) demeure valable. Ce point est discuté plus en détails de par son lien avec la minéralisation à la section 5.3.3.

5.1.3 Troisième phase : Mise en place de la rhyolite B

Le volcanisme associé à la rhyolite B est contemporain de celui associé à la rhyolite A comme l'indiquent leurs âges de cristallisation U-Pb similaires ($2728,2 \pm 0,7$ Ma - Fig. 5.2 : Fayard et al., 2020). Cependant, les unités de rhyolite A et B sont texturalement et chimiquement distinctes (cf. Chapitre 2). Le lithofaciès et la distribution de la rhyolite B indiquent qu'elle se soit mise en place sous forme de filons-couches, de faible profondeur, à l'interface entre les membres inférieur et supérieur, et plus haut dans la rhyolite A de l'éponte supérieure (Fig. 5.1). Un nombre important de dykes de rhyolite B recoupent le membre inférieur.

Cependant, il est suggéré qu'une différenciation de la chambre magmatique ait entraîné la formation de deux réservoirs/phases magmatiques (cf. section 5.2) : (1) un magma felsique ayant

cristallisé et accumulé une proportion importante de phénocristaux de quartz et de feldspath (rhyolite B), et (2) un autre plus différencié, dépourvu de phénocristaux (rhyolite A). Il est proposé que le volcanisme à l'origine de la rhyolite A précède le volcanisme à l'origine de la rhyolite B, le tout au sein d'un même cycle (épisode). Ainsi, le filon-couche de rhyolite B de l'éponte inférieure, fortement altéré, se met en place de façon contemporaine à la phase 2, juste après le premier épanchement de rhyolite A, et de façon similaire, le filon-couche de rhyolite B de l'éponte supérieure se met en place après le deuxième épanchement de rhyolite A. Cette chronologie est agrémentée d'un modèle magmatique hypothétique, selon lequel les phénocristaux de quartz et de feldspaths auraient cristallisé dans le sommet de la chambre au sein du magma le plus différencié (rhyolite A), et auraient par la suite migré dans la phase magmatique sous-jacente (rhyolite B), un peu moins différenciée, par gravité. Ainsi, au sein d'un même cycle/épisode volcanique, le magma de la phase supérieure de la chambre (rhyolite A) est mobilisé en premier, suivi par celui provenant de la chambre inférieure (rhyolite B). La Figure 5.3 illustre ce modèle hypothétique.

5.1.4 Quatrième phase : Épisode volcano-sédimentaire marquant la fin du volcanisme felsique

L'âge de la rhyolite C n'est pas connu, mais sa distribution au sommet de la séquence felsique indique qu'elle correspond à la phase finale du volcanisme felsique calco-alcalin du membre supérieur de B26, c'est-à-dire $\leq 2728-2727$ Ma. La présence d'unités sédimentaires clastiques intercalées au même niveau stratigraphique que la rhyolite C indique que la fin du volcanisme est contemporain avec un épisode sédimentaire.

Le magma felsique à phénocristaux de quartz et de feldspaths (rhyolite B) s'enrichit en phases accessoires (p.ex. : ilménite, titanite, zircon) suite à une éventuelle assimilation de matériel plus intermédiaire ou mafique (section 5.2). Il en résulte la mise en place d'un premier épisode de sills et de dômes-coulées de rhyolite C extrudés sur le plancher océanique, formant le sommet du membre supérieur de B26. Par la suite, un calme volcanique permet un petit épisode de

sédimentation, peu important dans le secteur de B26 (à cause d'un paléo-relief positif ?), mais qui s'épaissit latéralement vers l'ouest et l'est. Cet épisode sédimentaire marque un hiatus volcanique qui a permis le dépôt, possiblement exhalatif, d'une fine lentille de pyrite-pyrrhotite massive observée à la fois à B26 (<1m d'épaisseur), et à l'est dans la propriété Beschefer de Yorbeau avec une épaisseur d'environ 2 m (Barrett et MacLean, 2003). Ensuite, un nouvel épisode de dôme-coulée de rhyolite C se met en place au-dessus du niveau sédimentaire. De façon contemporaine un système de filons-couches andésitiques calco-alcalins recoupe l'ensemble de l'empilement stratigraphique de B26 pour venir s'épancher sous forme d'une coulée amygdalaire au sommet de l'édifice volcanique, interdigitée avec la rhyolite C. Enfin, une fine couche d'argilite graphitique recouvre l'ensemble de la séquence volcanique.

5.1.5 Nature du contact Brouillan–Enjalran-Bapst, et implication géochronologique

Aucun âge n'est disponible pour le Groupe d'Enjalran-Bapst. Étudier la nature du contact avec le Groupe de Brouillan est donc primordial afin de mieux comprendre leur relation. Le contact Brouillan–Enjalran-Bapst, dans le secteur de B26, consiste en une mince couche d'argilite graphitique (<1 m) matérialisant une faille, et qui recouvre une succession volcano-sédimentaire composée de coulées/filons-couches de rhyolite C et d'andésite, intercalées de minces horizons sédimentaires dont l'un encaisse une lentille (<1 m) de pyrite-pyrrhotite. Quelques kilomètres à l'est, sur la propriété Beschefer de Yorbeau, Barrett et MacLean (2003) ont décrit ce contact comme une « unité contact » de 10-20 m d'épaisseur, composée de mudstones graphitiques, siltstones, et cherts finement lités, au sein duquel se trouve une lentille semi-massive à massive de pyrite-pyrrhotite allant jusqu'à 2 m d'épaisseur. Une part mineure de minces filons-couches/coulées d'andésite calco-alcalines font également partie de leur « unité contact ». Il s'agit globalement de la même description, avec une épaisseur toutefois plus importante de la lentille et des niveaux sédimentaires, et une activité volcanique beaucoup plus faible. Cela peut s'expliquer par le paléorelief positif que formait

probablement le membre supérieur dans le secteur de B26, de par sa position proximale à un centre d'émission volcanique plutôt actif, même pendant la sédimentation.

Lacroix (1994, et réf. incluses) suggère que le Groupe d'Enjalran-Bapst, qui correspond à un environnement profond de plaine basaltique sous-marine, soit plus ancien que le Groupe de Brouillan. Par contre, Thurston et al. (2008) incluent l'Enjalran-Bapst dans l'assemblage Stoughton-Roquemaure (2723-2720 Ma), c'est-à-dire dans un assemblage plus jeune que l'assemblage Deloro qui inclue le Groupe de Brouillan. Barrett et MacLean (2003) documentent la présence de dykes mafiques tholéitiques ayant la même signature géochimique que les basaltes d'Enjalran-Bapst, et qui recoupent les roches volcaniques felsiques calco-alcalines du Groupe de Brouillan. Il est donc suggéré dans leur étude que ces dykes soient les conduits nourriciers des basaltes d'Enjalran-Bapst, et que par conséquent le Groupe d'Enjalran-Bapst soit plus jeune que le Groupe de Brouillan, ce qui serait cohérent avec la polarité systématiquement vers le sud dans les deux groupes dans le secteur à l'étude. Faure (2012) propose une hypothèse conduisant à la même conclusion que Barrett et MacLean (2003) en se basant sur les phases du Pluton de Brouillan. Partant du principe que le Pluton de Brouillan constitue le cœur du pli anticlinal régional de Brouillan (Faure et al., 1990; Lacroix, 1994), l'agencement spatial des phases intrusives (tonalite calco-alcaline au cœur et phase mafique tholéitique aux bordures – Fig. 1.10) impliquerait que la phase intrusive mafique et par extension, les basaltes, soient possiblement plus jeunes. Cette interprétation s'appuie également sur des relations de recoupement. Ces éléments ne sont toutefois pas suffisants pour une telle interprétation. Une modélisation pétrogénétique et une étude géochronologique seraient nécessaires.

Le contact Brouillan–Enjalran-Bapst est également interprété comme un contact de nature uniquement tectonique. Beaudin (rapport interne) remarque que la présence de graphite (argilite graphitique) au niveau de la faille est interprétée comme primaire bien que celui-ci aurait pu cristalliser lors du métamorphisme associé à l'épisode majeur de déformation qui lui est associé.

La datation du Groupe d'Enjalran-Bapst permettrait de trancher ou du moins d'agrémenter les hypothèses concernant sa relation stratigraphique et géodynamique avec le Groupe de Brouillan.

Des échantillons de gabbro collectés durant la présente étude seraient de bons candidats pour datation. En effet, ils ont une texture grenue à grains grossiers et un faciès leucocrate prononcé (Fig. 2.33B,C).

5.2 Considérations pétrographiques, géochimiques et pétrogénétiques

5.2.1 Analogies entre les roches encaissantes du gîte B26 et du gisement Selbaie

Les roches encaissant le gîte B26 et le gisement Selbaie partagent de nombreuses caractéristiques : (1) une affinité magmatique fortement calco-alkaline (Fig. 2.36C); (2) une pente négative modérée des ETR légers et très faible, voire plate à légèrement concave, des ETR lourds (Fig. 2.37A); (3) des anomalies négatives en Nb-Ta, Eu et Ti, et positives en Th, ETR légers, et Hf-Zr (Fig. 2.37B); (4) un âge similaire ($\sim 2729\text{-}2728$ Ma : Barrie et Krogh, 1996; Fayard et al., 2020) et contemporain du Pluton synvolcanique de Brouillan (2729 ± 4 Ma : Barrie et Krogh, 1996); (5) des bandes de roches felsiques de plusieurs centaines de mètres d'épaisseur et d'extension plurikilométrique de direction E-O et qui comportent une part relativement importante de matériel volcanoclastique. Toutefois, la présence de matériel pyroclastique, mis en place dans un environnement de faible tranche d'eau à subaérien, a été documenté à Selbaie (Deptuck, 1982; Larson, 1987; Larson et Hutchinson, 1993), ce qui n'est pas le cas à B26 (peut-être pas préservé ?). Il s'agit d'un des points qui sera discuté plus loin (voir section 5.3.3).

Plus spécifiquement, la rhyolite porphyrique qui encaisse la minéralisation de type SMV du gisement Selbaie se rapproche le plus de la rhyolite C (distinction C1 : Figs. 2.36 et 2.37), également porphyrique, du membre supérieur de B26. Toutefois, la teneur en TiO_2 de la rhyolite de Selbaie est beaucoup plus faible que dans la rhyolite C, sachant de plus que l'échantillon en question est très

altéré (Tableau 2.3). Tout de même, sur le diagramme Zr/TiO_2 , elles partagent la même droite passant par l'origine (Fig. 2.36F). La rhyolite C étant la rhyolite qui marque un arrêt du volcanisme notable (et le début d'un épisode sédimentaire) marqué par le dépôt d'une lentille de pyrite-pyrrhotite, il est intéressant de constater que la rhyolite de Selbaie partage également cette caractéristique d'être l'hôte d'un SMV stratiforme, déposé durant un hiatus volcanique, et surmonté par des roches sédimentaires carbonatées. Alors que les roches carbonatées de Selbaie sont des calcaires à débris de stromatolites témoignant d'un environnement de lagon de faible tranche d'eau (Cormier, 1996), les roches sédimentaires plus clastiques et riches en matériel argileux, détritique (i.e., mudstones, grès silteux), et chimique (i.e., cherts) de la phase 4 de B26 associé à la rhyolite C (section 5.1.4), témoignent plutôt d'un environnement plus profond, peut-être de bassin. Ces deux paléo-environnements ont très bien pu coexister régionalement à l'échelle du Complexe volcanique de Brouillan. Il est suggéré qu'après le dépôt de la lentille de SMV (dominée par la pyrite) du gisement Selbaie, une régression de la tranche d'eau ait eu lieu en réponse à un événement tectonique synvolcanique.

5.2.2 Pétrogenèse des roches volcaniques du Groupe de Brouillan

Les caractéristiques géochimiques comparables des roches volcaniques hôtes du gîte B26 et du gisement Selbaie soulignent des caractéristiques pétrogénétiques similaires et, en plus du contexte géologique commun, indiquent que ces systèmes minéralisés résultent fort possiblement d'un environnement géodynamique mutuel.

Les profils multiéléments (normalisés au manteau primitif : Fig. 2.37B) des roches volcaniques felsiques de B26 et de Selbaie sont similaires à ceux des roches felsiques volcaniques formées en environnements d'arc océanique moderne (Pearce et Peat, 1995). Ils sont caractérisés par un enrichissement en ETR légers (pente négative), une pente négative très faible, voir nulle, des ETR lourds, et des anomalies négatives des éléments à haute intensité de champ (HFSE). Cela est dû au comportement immobile des ETR lourds et des HFSE (p. ex. : Nb, Ta, Ti, Zr, Hf, sauf Th), et

au comportement mobile des ETR légers et des éléments lithophiles à larges rayons ioniques (LILE) dans le manteau supérieur supra-subduction métasomatisé lors de la déshydratation de la croûte subductée. Le thorium, normalement immobile, est une exception, car il est mobilisé au cours de ce processus de lessivage (Pearce et Peat, 1995). Les roches de B26 et de Selbaie montrent toutefois des anomalies positives en Zr-Hf (Fig. 2.37B), ce qui est inhabituel dans le cas d'un processus de déshydratation de la croûte subductée. Il est proposé par Pearce et Peate (1995) qu'une contribution en HFSE est possible en cas de fusion partielle de la croûte subductée, en particulier dans le cas où il s'agit d'une croûte océanique mince et riche en sédiments. Cependant, dans le cas présent, il s'agit uniquement d'un enrichissement en Zr-Hf, les autres HFSE (i.e., Nb, Ta, Ti) demeurant très appauvris comme en témoignent les anomalies négatives modérées à fortes sur les profils multiéléments normalisés (Fig. 2.37B). L'assimilation de matériel initialement appauvri en Nb et Ta est une alternative possible (Mercier-Langevin et al., 2007b). Néanmoins, il est commun que dans les roches felsiques les éléments traces soient contrôlés par les phases accessoires. Ainsi, une simple accumulation de zircon (ou bien un retard dans la cristallisation de zircon) peut causer des anomalies positives en Zr-Hf. Le co-enrichissement en Th et ETR légers pourrait être lié à la présence de sédiments et/ou d'une part mineure de matériel continental dans la croûte subductée (Pearce et Peate, 1995), expliquant l'affinité calco-alkaline dominante des roches de B26 et de Selbaie. Par la suite, la cristallisation fractionnée, la différenciation magmatique, et l'assimilation ont conduit à la formation de la suite andésite-dacite-rhyodacite-rhyolite caractéristique du Groupe de Brouillan.

Les caractéristiques géochimiques soulignées précédemment pour les roches les moins altérées de B26 et de Selbaie sont similaires à celles des rhyolites de type FII (proche de la limite avec FIIIa) définies par Hart et al. (2004 : Fig. 2.36D). Cependant, les échantillons altérés de rhyolite A sont distribués dans les champs FIIIa voir FIV du diagramme $La_N/(La_N/Yb_N)$ vs Yb_N de Hart et al. (2004 : Fig. 2.22D), montrant que le lanthane est mobile durant l'altération, surtout dans les assemblages d'altération de l'éponte inférieure du gîte B26. Toutefois, pour les échantillons les moins altérés, les caractéristiques intrinsèques des champs du diagramme peuvent refléter des processus pétrogénétiques sous-jacents. Les rhyolites de type FII (proche de FIIIa) sont interprétées comme

ayant été formées à un niveau crustal moyen (i.e., 10-15 km) par la fusion partielle de roches mafiques hydratées (Barrie et al., 1993). Barrett et MacLean (1999) propose qu'elles se forment par fusion partielle de basaltes préalablement hydratés ou du manteau supérieur métasomatisé, suivie d'une cristallisation fractionnée du magma mafique produit. Ainsi, la phase résultante est en équilibre avec le plagioclase (anomalie négative en Eu), la hornblende et possiblement un peu de clinopyroxène (pente négative très faible à nulle, légèrement concave, des ETR lourds). Les processus de formation proposés précédemment impliquent des conditions spécifiques telles que des températures relativement élevées (750-1100°C) et des basses pressions, permettant un faible degré de fusion partielle (Hart et al., 2004). La présence de phénocristaux de quartz bleutés, présentant des bordures de résorption, dans la majorité des rhyolites de B26 et de Selbaie (la déformation peut parfois obstruer la teinte bleutée) indique une température élevée requise pour cristalliser ces phénocristaux de quartz riches en Ti (souvent des micro-/nano- inclusions de rutile et ilménite) dans la chambre magmatique (Seifert et al., 2011).

5.3 Contrôles géologiques sur le style et la géométrie des zones minéralisées

5.3.1 Effet de la déformation

La déformation principale s'exprime dans le secteur de B26 par le raccourcissement et le cisaillement dont les expressions sont l'aplatissement, l'allongement, le plissement et la transposition. Elle affecte aussi bien les minéralisations et zones d'altération que la séquence de roches volcaniques dans laquelle elles sont encaissées.

Bien qu'intensément plissées et donc transposées, les veines riches en Cu et le sous-assemblage proximal à chlorite-séricite de la Zone à cuivre demeurent légèrement discordants par rapport à la séquence stratigraphique et à la schistosité principale S_p . Ces veines s'enracinent à la

base du membre supérieur de B26 et se connectent avec la lentille principale stratiforme de la Zone à zinc principale au sommet de la rhyolite A de l'éponte inférieure (i.e., juxtaposition des zones à cuivre et à zinc au niveau 0 m : Fig. 4.2B; association Cu-Zn dans la Zone à zinc principale : Fig. 4.17C). Par conséquent, la Zone à cuivre est interprétée comme une large zone de stringer ayant été aplatie, c'est-à-dire plissée et transposée durant l'épisode de déformation principale (D_p). D'après la section géologique (Figs. 2.5 et 4.3), le membre supérieur de B26 semble être le lieu enregistrant le maximum de raccourcissement et de transposition. En effet, l'évolution du pendage des dykes synvolcaniques de rhyolite A et rhyolite B, qui recoupent le membre inférieur, montre une verticalisation progressive, du nord vers le sud, passant d'environ 70-75°S dans le membre inférieur à 85-90°S au contact du membre supérieur (Figs. 2.5 et 4.3). Ainsi, le système minéralisé s'étend sur environ 200 m après le raccourcissement. Bien que l'épaisseur d'origine de l'empilement volcanique et l'étendue verticale originelle du système minéralisé ne peuvent être établies avec précision, en utilisant un rapport d'aplatissement conservateur moyen de 5 : 1 (plan X/Y) observé sur les lapillis (cf. section 2.2.5), le système pourrait avoir eu une étendue verticale originelle de bien plus de 500 m. L'extension latérale de 1-1,5 km de la Zone à cuivre est très conséquente (Fig. 4.2). L'utilisation du Se comme traceur géochimique du passage des fluides de haute température (affiliées aux minéralisation de Cu) a permis, malgré les biais causés par la maille d'échantillonnage lithogéochimique (cf. section 4.7), de modéliser un halo de Se (0,6-1,5 ppm) qui se corrèle parfaitement à la zone d'altération la plus intense, au sein de la Zone à cuivre, qui se rattache même à l'enveloppe de Zn (i.e., base de la lentille principale marquée par l'association Zn-Cu) dans la partie centrale est du gîte, au niveau -200m (Fig. 4.33). Il est possible que, malgré le biais d'échantillonnage, cette modélisation du halo de Se illustre bien la zone de remontée des fluides (i.e., *upflow zone*) et, par conséquent, souligne l'importance de la remobilisation latérale du Cu à B26. Toutefois, il est possible que la présence de la partie ouest de la Zone à zinc principale (Figs. 4.2 et 4.5) implique l'existence d'au moins deux zones de stringers à Cu. Plus de forages échantillonnés pour la lithogéochimie dans les parties centrale et ouest du gîte seraient nécessaires pour une meilleure compréhension.

La forme très aplatie, étroite, et fortement allongée de la lentille de SMV principale (partie est de la Zone à zinc principale) constitue une parfaite illustration de l'influence de la déformation (L_p) sur les zones minéralisées. Néanmoins, il est possible que cette morphologie soit héritée en partie d'une structure synvolcanique primaire. Celle-ci représenterait l'expression d'un réseau de failles synvolcaniques secondaires qui intercepteraient la structure majeure est-ouest, favorisant la focalisation des fluides hydrothermaux. Cette hypothétique faille pourrait également expliquer la discontinuité lithologique observée à l'ouest de l'unité de rhyolite B dans l'éponte inférieure du gîte (Fig. 2.4). Elle aurait une direction hypothétique de N50-55° comme le souligne la modélisation de l'indice d'altération en phyllosilicates normatifs « Alt_Phyllo » sur la vue en carte du niveau - 200m (Fig. 3.26B), ce qui concorde également avec la modélisation du halo de Se (Fig. 4.33).

Des travaux d'interprétation de levés de diagraphie optique (i.e., cartographie des fractures par résonnance acoustique le long des trous de forage), dit « *televiwer* », ont été réalisés par les géologues de SOQUEM, mais les orientations des plans de faille interprétés semblent plus correspondre à des structures tardives que synvolcaniques. Il serait intéressant de faire un suivi et de coupler les types d'altérations défini dans ce projet avec les plans de failles interprétés par SOQUEM au sein d'un modèle géologique 3D.

5.3.2 Contrôles géologiques primaires

Bien que l'empilement volcanique qui encaisse le gîte B26 ait été basculé abruptement vers le sud et déformé (aplatissement, étirement, et transposition), les caractéristiques primaires ont été partiellement préservées. La géométrie d'ensemble du système minéralisé, comprenant des filonnets de chalcopryrite associés à un halo de séricite-chlorite sub-concordant à légèrement discordant, situés sous les zones minéralisées concordantes riches en Zn, est typique de nombreux gisements de SMV archéens et plus jeunes (Galley et al., 2007). L'architecture volcanique du secteur de B26 comprends des unités volcanoclastiques perméables qui ont probablement facilité la circulation des fluides hydrothermaux, et par conséquent influencé la distribution des métaux.

La Zone à cuivre, fortement transposée bien que toujours légèrement discordante, s'étend du nord au sud sur environ 150-200 m au sein des rhyolites A et B altérées et aplaties de l'éponte inférieure, indiquant qu'elle devait être probablement beaucoup plus étendue (N-S) avant le raccourcissement. Cela suggère donc une extension verticale primaire importante de la minéralisation à Cu, accentuée par la perméabilité des niveaux volcanoclastiques.

La lentille de SMV stratiforme de la Zone à zinc principale est associée à des assemblages d'altération concordants sous-jacents, dominés par la séricite (Figs. 3.19 et 5.4). La Zone à zinc principale s'est probablement formée entre deux coulées séparées de rhyolite A. La présence de sulfures massifs le long d'un horizon spécifique laisse suggérer qu'une part de la Zone à zinc principale se soit formée par exhalaison sur le plancher océanique. Cependant, selon Doyle et Allen (2003), certaines évidences indiquent qu'une part importante des minéralisations de dépôts de SMV sont formées par remplacement sous le plancher océanique, à savoir : (1) la présence de roches volcanoclastiques partiellement préservées au sein des minéralisations semi-massives, disséminées, et en veines/veinules, aussi bien dans l'éponte inférieure que supérieure du gîte; (2) des fragments de roche encaissante dans le minerai de sulfures massifs; et (3) le télescopage de zones minéralisées sulfurées semblables plus haut dans l'éponte supérieure. Ainsi, il est proposé que l'unité de rhyolite A de l'éponte supérieure se soit mise en place peu de temps après le dépôt de la partie massive de la lentille de SMV principale, ce qui rend le volcanisme calco-alkalin associé à la rhyolite A et l'activité hydrothermale globalement contemporains à environ 2728 Ma (Fayard et al., 2020). La mince (0,5-1,5 m) lentille semi-massive satellite 1, dominée par la pyrite (et localement 1-2% de sphalérite), située au-dessus de la Zone à zinc supérieure (i.e., dans le faciès de tuf à cristaux de la rhyolite B : Figs. 2.5 et 4.3) et associée à un assemblage d'altération à séricite-carbonate-albite (Figs. 3.19 et 5.4), semble être le produit de fluides tardifs de plus faible température pauvres en métaux (Fig. 5.4). Ces fluides ont probablement été piégés localement en raison d'une barrière imperméable formée par le filon-couche de rhyolite B mis en place au sein des roches volcanoclastiques de la rhyolite A de l'éponte supérieure, ce qui marque possiblement les derniers stades de déclin du système hydrothermal de B26.

Bien que peu abordée dans ce mémoire, la partie ouest de la Zone à zinc principale rassemble plusieurs évidences en faveur d'une mise en place par remplacement. La minéralisation sulfurée est majoritairement en veines, disséminée à localement semi-massive, et présente une préservation des roches volcanoclastiques encaissantes. Deux hypothèses sont possibles : (1) la mise en place de la minéralisation dans cette partie-là du gîte s'est faite après le second épisode de rhyolite A, ou (2) la partie massive de la minéralisation n'a pas encore été découverte, et se trouve possiblement en profondeur dans la prolongation de la linéation d'étirement (zone ouverte : cf. Fig. 4.5).

5.3.3 Bilan sur les contrôles géologiques primaires

À l'échelle du gisement, le halo d'altération est large, diffus, et s'étend, dans une moindre mesure, dans l'éponte supérieure du gîte, soutenant d'avantage une mise en place de la minéralisation dominée par un processus de remplacement. Le système hydrothermal a pu demeurer actif tout au long de la construction volcanique du membre felsique et ainsi permettre le télescopage de la minéralisation. Bien que la profondeur d'eau au moment du volcanisme ne soit pas contrainte, la vaste étendue verticale de la Zone à cuivre et le découplage important avec les zones à zinc suggère une circulation de fluides hydrothermaux de haute température dans un environnement sous-marin de profondeur moyenne à faible contrôlé par la courbe d'ébullition (cf. Hannington et al., 1999a).

Il est possible que l'absence apparente d'un hiatus volcanique significatif (p. ex. : une interstratification de niveaux sédimentaires détritiques ou chimiques) au sein du volcanisme felsique associé à la rhyolite A (i.e., Phase 2 : section 5.1.2), dans le secteur immédiat du gîte B26, ait pu empêcher le développement d'une plus grosse lentille de SMV. Un tel hiatus ne semble s'être produit que lors de la mise en place de la rhyolite C (i.e., Phase 4 : section 5.1.4), beaucoup plus haut dans la stratigraphie, peut-être durant la phase de déclin de l'activité hydrothermale. Cela n'exclut pas la

possibilité que des hiatus favorables aient eu lieu localement, ailleurs dans le Groupe de Brouillan, pendant le volcanisme (fertile) associé à la rhyolite A.

La présente étude a permis de suggérer que la séquence volcanique associée au gisement Selbaie, situé à moins de 10 km au nord-ouest du gîte B26, est supposément contemporaine de celle de B26 (section 5.2.1). De plus, les caractéristiques bathymétriques propres à chacun (i.e., Selbaie : lagon faible tranche d'eau à subaérien; B26 : tranche d'eau non contrainte mais possiblement changeante) peuvent coexister au sein d'un même environnement géodynamique d'arc volcanique, probablement océanique (Fig. 5.5). Par conséquent, les zones minéralisées de B26 pourraient correspondre à un style de minéralisation intermédiaire entre les systèmes archéens à Zn-Cu typiques, et les systèmes épithermaux tels Selbaie.

5.4 Zonation métallique et conditions de dépôt

Contrairement à de nombreux gisements de SMV archéens qui montrent une transition progressive des parties basales riches en Cu vers les parties sommitales riches en Zn (p. ex. : SMV de Noranda : Galley et al., 2007), à B26, le Cu et le Zn sont fortement découplés à l'échelle du gisement. La Zone à cuivre et les zones à zinc (principale et supérieure) se situent à différents niveaux stratigraphiques, et le système minéralisé s'étend sur une grande partie de l'empilement volcanique, soit environ 200 m après raccourcissement lié à la déformation, ce qui pourrait spéculativement correspondre à une étendue primaire de plus de 500 m (cf. section 5.3.1), soit un gradient vertical important.

Comme dans le modèle de SMV classique, à B26, le Cu a probablement été transporté sous forme de chloro-complexe, dans des fluides légèrement acides (indirectement suggéré par le lessivage des ETR légers dans la rhyolite A : Fig. 3.11) de haute température (325-375°C), et a précipité par refroidissement progressif (conduction thermique) le long d'un gradient vertical assez étendu (cf., Hannington, 2014). Le Zn, le Pb et l'Ag ont été transportés beaucoup plus haut dans le système par des fluides de basse température, sous forme de thio-complexes ayant été déstabilisés

par refroidissement et par augmentation du pH lors du mélange avec l'eau de mer (Galley et al., 2007). Toutefois, une telle géométrie, avec un découplage aussi fort des métaux (Cu vs Zn-Pb) est hypothétiquement interprétée comme s'étant mis en place dans un milieu sous-marin peu profond dans lequel le transport et la précipitation des métaux auraient été contrôlés en partie par la courbe d'ébullition de l'eau de mer (cf., Hannington, 2014).

À B26, l'Au est principalement associé au Cu (i.e., micrograins dans la chalcopryrite) et à un assemblage métallique de haute température. L'or et le Cu montrent une forte corrélation géochimique et spatiale avec certains éléments magmatophiles tels le Bi, le Se, le Sn et l'In. Une telle association est compatible avec un transport de l'Au par les chloro-complexes (AuCl_2^-) avec le Cu (CuCl_2) (cf. Huston, 2000). L'Au précipite ainsi, comme le Cu, par diminution progressive de la température. Dans certains cas, l'Au est remis en solution par la circulation de fluides tardifs plus froids ($< 300^\circ\text{C}$) et réducteurs, sous forme de thio-complexes ($\text{Au}(\text{HS})_2^-$), et peut ainsi être remobilisé dans la partie sommitale de la lentille de SMV en association avec les sulfures de basse température (Large et al., 1989 : Fig. 1.1). À B26, les fluides secondaires n'ont probablement pas atteint les conditions nécessaires à une remobilisation significative de l'Au sous forme de thio-complexes. En effet, la chimie de certaines pyrites de l'éponte inférieure, légèrement enrichies en Au (cf. section 4.8.2.7), atteste de la circulation locale de fluides sous-saturés en Au et anormalement riches en As. Cela dénote avec la majorité des pyrites de haute température de la Zone à Cuivre très pauvres en As et Au, impliquant un partitionnement dominant de l'Au dans la chalcopryrite, favorisé par un transport sous forme de chloro-complexe (AuCl_2^-) tout comme Bi, Se, Sn \pm In.

L'argent précipite à basse et haute température, en fonction des conditions d'oxydo-réduction, du pH et de la teneur en Sb-Bi du fluide, et peut ainsi être incorporé dans une large gamme de minéraux (Huston et al., 1996). À B26, la freibergite est le principal minéral porteur de l'Ag des assemblages de basse température des zones à zinc (principale et supérieure). Selon Huston et al. (1996), cela indique que l'Ag a précipité à basse température ($< 275^\circ\text{C}$) à partir de fluides relativement oxydés caractérisés par de faibles rapports $\Sigma\text{As}/\Sigma\text{Sb}$ et $\Sigma\text{Bi}/\Sigma\text{Sb}$. Bien qu'aucune microanalyse n'ait été faite directement sur la galène, étant donné le très faible rapport $\Sigma\text{Bi}/\Sigma\text{Sb}$ des échantillons de

roche totale des minéralisations de la Zones à zinc principale (Tableau 4.4), la galène est supposément riche en Sb. De plus, la présence de micro-inclusions de galène riches en Sb contenues dans les pyrites de l'éponte supérieure (cf. chimie des pyrites : Figs. 4.37 et 4.38) et les valeurs en Pb-Ag-Sb du signal analytique d'un profil d'ablation laser débordant dans la galène (cf. Fig. 4.43A,B), appuient fortement cette supposition. Auquel cas la Sb-galène ne peut incorporer qu'une quantité limitée d'Ag, et favorise ainsi la précipitation de sulfosels à Ag-Sb. Cependant, Huston et al. (1996) mentionnent qu'il existe des exceptions à leur modèle (p. ex. : les gisements Heath-Steele (NB, Canada) et Rosebery (TAS, Australie)) pour lesquels les sulfosels à Ag-Sb sont stabilisés par des fluides de basse température sous des conditions réductrices. Toutefois, au vu de l'absence relative d'arsénopyrite et de pyrrhotite dans les assemblages minéralisés argentifères de B26, il est peu probable que les fluides aient été très réducteurs. La chimie des pyrites a permis d'observer que l'Ag est également enrichi à haute température dans les pyrites de la Zone à cuivre et plus spécifiquement dans des nanoparticules de Bi-galène distribuées de façon assez homogène dans la pyrite. Ainsi, le rapport $\Sigma\text{Bi}/\Sigma\text{Sb}$ des fluides a un réel contrôle sur la distribution de l'Ag dans les zones minéralisées de B26.

Selon Huston et al., 1996, la présence d'Ag natif est le plus souvent documentée comme d'origine primaire dans les zones de stringers riches en Cu (p. ex. : Kidd Creek), ou bien plus généralement d'origine secondaire, comme résultant d'une recristallisation métamorphique. À B26, la présence d'Ag natif dans des microfractures recoupant la schistosité principale, au sein de la rhyolite A de l'éponte supérieure, suggère qu'il s'agisse d'une phase néoformée lors du métamorphisme (voir section 5.6).

Enfin, l'assemblage d'altération à feldspath potassique-quartz microcristallin, affectant une partie de la rhyolite A de l'éponte supérieure du gîte (Figs. 3.19 et 5.4), pourrait témoigner de fluides de basses températures à pH presque neutre tamponnés par mélange avec l'eau de mer ambiante à la marge du système hydrothermal (p. ex. : gisement de Thalanga (QLD, Australie) : Paulick et al., 2001).

5.5 Source des métaux précieux et mécanismes d'enrichissement primaires possibles

L'argent et le Pb sont connus pour être initialement présents en plus grande quantité dans les rhyolites dérivées d'une croûte continentale (Barrie et Hannington, 1999). Cependant, les gisements de SMV archéens de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi sont généralement considérés comme associés à des roches dérivées de la croûte océanique, ayant généralement des faibles quantités d'Ag et de Pb (Barrie et Hannington, 1999). Les métaux de base comme le Cu, le Zn et le Pb peuvent être lessivés des roches encaissantes en quantités suffisantes pour former des gisements de SMV de classe mondiale (p. ex. : Ohmoto, 1996; Franklin et al., 2005). Toutefois, l'enrichissement en éléments de la « suite épithermale » (i.e., As, Bi, Hg, Sb, Se, Sn, et Te) et en métaux précieux (Ag, Au) est parfois plus compliqué à expliquer comme provenant uniquement du lessivage des roches encaissantes (p. ex. : Poulsen et Hannington, 1996; Lydon, 1996). Sillitoe et al. (1996) proposent que cet enrichissement soit d'origine magmatique-hydrothermal. Des centres felsiques transitionnels à calco-alcalins archéens ont été empiriquement associés à certains des plus gros gisements d'or synvolcanique de la Province de Supérieur (p. ex. : le camp Doyon-Bousquet-LaRonde : Mercier-Langevin et al., 2007c; Dubé et al., 2014; Mercier-Langevin et al., 2015; Yergeau et al., 2015; Yergeau, 2015, Horne 5: Krushnisky et al., 2020, et Rainy River: Pelletier et al., 2015), suggérant une association entre les processus magmatiques et les systèmes hydrothermaux volcanogènes riches en métaux précieux, dans le sud de la Province de Supérieur (p. ex. : Mercier-Langevin et al., 2015).

Bien que davantage de travaux soient nécessaires pour déterminer la nature précise des fluides minéralisateurs et la source des métaux à B26, plusieurs éléments, fournis durant cette étude, suggèrent une potentielle contribution en volatiles magmatiques dans le système hydrothermal de B26 (Fig. 5.4). Cela inclus : (1) l'enrichissement en éléments traces d'affinité magmatique tels que Bi, Se, Sn, et In, documentés aussi bien par la minéralogie et la géochimie de roche totale des minéralisations (section 4.5.3.2, Tableau 4.4, Fig. 4.28) que par la chimie des pyrites de la Zone à

cuivre (Fig. 4.41); (2) la forte corrélation entre l'Au et le Bi ($r = 0,75$: Tableau 4.3); et (3) l'association spatiale et temporelle avec le Pluton synvolcanique de Brouillan et le gisement à Cu-Zn-Au-Ag de style épithermal de Selbaie (Larson et Hutchinson, 1993; Barrie et Krogh, 1996; Fayard et al., 2020).

Dans certains cas il est possible que le Bi et le Se proviennent en partie d'une source sédimentaire (Hannington, 2014). Toutefois, à B26, la séquence de roches lessivées par les fluides hydrothermaux ne contient pas de roche sédimentaire. Hannington et al. (1999b) utilisent le rapport $\text{Se}/\text{Sx}10^6$ comme indicateur ou marqueur de la source du Se dans le système minéralisé de Kidd Creek. Ainsi, si le rapport $\text{Se}/\text{Sx}10^6$ est élevé (> 500) c'est que le Se est d'origine magmatique, alors que si le rapport $\text{Se}/\text{Sx}10^6$ est faible (< 500) c'est qu'il provient plutôt de l'eau de mer ou de roches sédimentaires. En prenant la composition des deux échantillons de roche totale provenant des veines de chalcopryrite de la Zone à cuivre de B26 (Tableau 4.4), les rapports $\text{Se}/\text{Sx}10^6$ sont dans les deux cas supérieurs à 500 (i.e., 23_144.1 : $\text{Se}/\text{Sx}10^6 = 841$; 245_860.6 : $\text{Se}/\text{Sx}10^6 = 838$). Par conséquent, il s'agit d'un argument de plus en faveur d'une origine magmatique pour le Se. De plus, du fait de son association minéralogique étroite avec le Bi, il est très probable que le Bi soit également d'origine magmatique.

5.6 Effet du métamorphisme et de la déformation sur la distribution des métaux précieux

Globalement, la corrélation (i.e., spatiale et minéralogique) existante entre l'Au et le Cu dans la Zone à cuivre (Figs. 4.16A,B et 4.23), ainsi que son association avec d'autres métaux traces tels que le Bi, suggèrent une introduction syngénétique de l'Au dans le système. Cependant, la présence de hautes valeurs en Au, distribuées sous forme de corridors étroits parallèles à la linéation d'étirement (Fig. 4.16B), souligne l'influence sous-jacente de la déformation principale par une remobilisation locale (d'échelle métrique ou moins) de l'Au. Des textures diagnostiques de remobilisation mécanique (i.e., texture de *durchbewegung* : cf. Marshall et Gilligan, 1989) ont été

documentées dans les veines semi-massives à massives de chalcopryrite de la Zone à cuivre (section 4.5.4).

L'argent a lui aussi été localement remobilisé dans les zones à zinc principale et supérieure, par l'effet du métamorphisme et de la déformation. Mais globalement, son association minéralogique et spatiale avec les minéralisations sulfurées syngénétiques, témoigne également en faveur d'une introduction synvolcanique primaire de l'argent. La remobilisation mécanique est mise en évidence par la présence de veines de percement recoupant la schistosité principale, et dans lesquelles les sulfures et sulfosels sont plus ou moins remobilisés selon leur propre ductilité (par échelle de ductilité croissante : pyrite, sphalérite, galène, sulfosels, argent natif : cf. Marshall et Gilligan, 1987). La remobilisation mécanique est rarement dissociée d'une remobilisation chimique, comme en témoigne la présence de galène, chalcopryrite et sulfosels aux interstices des bordures de recristallisation polygonales (i.e., texture de recuit : joints triples à 120° - Figs. 4.19C et 4.22C) des pyrites, aussi bien dans la lentille de SMV principale que dans les veines polymétalliques de percement. Cette remobilisation de l'argent, par des processus chimiques (p. ex. : solubilisation), entraîne une recristallisation des phases argentifères menant ultimement à la cristallisation d'argent natif dans des microfractures tardives et au sein de certaines veines de percement, participant à l'augmentation considérable des teneurs en argent. La présence et la solubilité de Sb contrôlent également en grande partie les teneurs et la distribution minéralogique de l'argent à proximité des minéralisations sulfurées. Ainsi, le rapport Sb:Ag semble contrôler la nature des phases porteuses de l'Ag avec une transition de la freibergite (proximal aux sulfures et particulièrement associé à la galène), en passant par l'association allargentum-argent natif dans certaines veines de percement polymétalliques, jusqu'à l'argent natif à faible proportion de Sb (0 à 3,62% Ag : Annexe E.2) dans des microveinules et/ou disséminations associé à des sulfures en traces, pour enfin finir sous forme d'argent natif pur, souvent dans des microveinules d'orientation orthogonale à la schistosité principale. Il n'y a pour autant pas de distance bien définie dans cette ségrégation minéralogique liée à la diminution de la solubilité de Sb par rapport à Ag. Toutefois, il s'agit d'une échelle de remobilisation approximative de l'ordre du centimètre jusqu'à quelques mètres par rapport aux minéralisations sulfurées.

5.7 Provincialisme de l'argent dans le Complexe volcanique de Brouillan

Les zones minéralisées riches en argent ne sont pas uniques au gîte B26 et ceci semble être une caractéristique récurrente du complexe volcanique de Brouillan. Le gisement Selbaie est connu pour ses intersections à très hautes teneurs en argent (1-2 kg/t Ag), généralement sous forme d'argent natif et de trétraédrite argentifère (Larson et Hutchinson, 1993; Taner, 2000). De nombreux indices et prospectus découverts dans les roches volcaniques du Groupe de Brouillan (p. ex. : Wagosic, Carheil, et Puiseaux : SIGÉOM, 2019 – Fig. 1.10) présentent également des contenus en argent importants, aussi bien dans des minéralisations de type SMV que dans des minéralisations en veines/veinules. Le provincialisme de l'argent, dans le complexe volcanique de Brouillan, souligne le contrôle sous-jacent de processus agissant, à l'échelle régionale, sur l'enrichissement en métaux précieux, et plus particulièrement en argent. Une étude de plus grande échelle qui s'attarderait à la comparaison des signatures géochimiques des intrusions nourricières et fertiles en gisements volcanogènes enrichis en métaux précieux du sillon Harricana-Turgeon (p. ex. : Brouillan et Joutel) serait une continuité intéressante sur la dimension pétrogénétique (i.e., contrôle géodynamique d'échelle régionale sur l'enrichissement en Ag) initié à l'échelle de B26 dans le présent mémoire (cf. section 5.2.2).

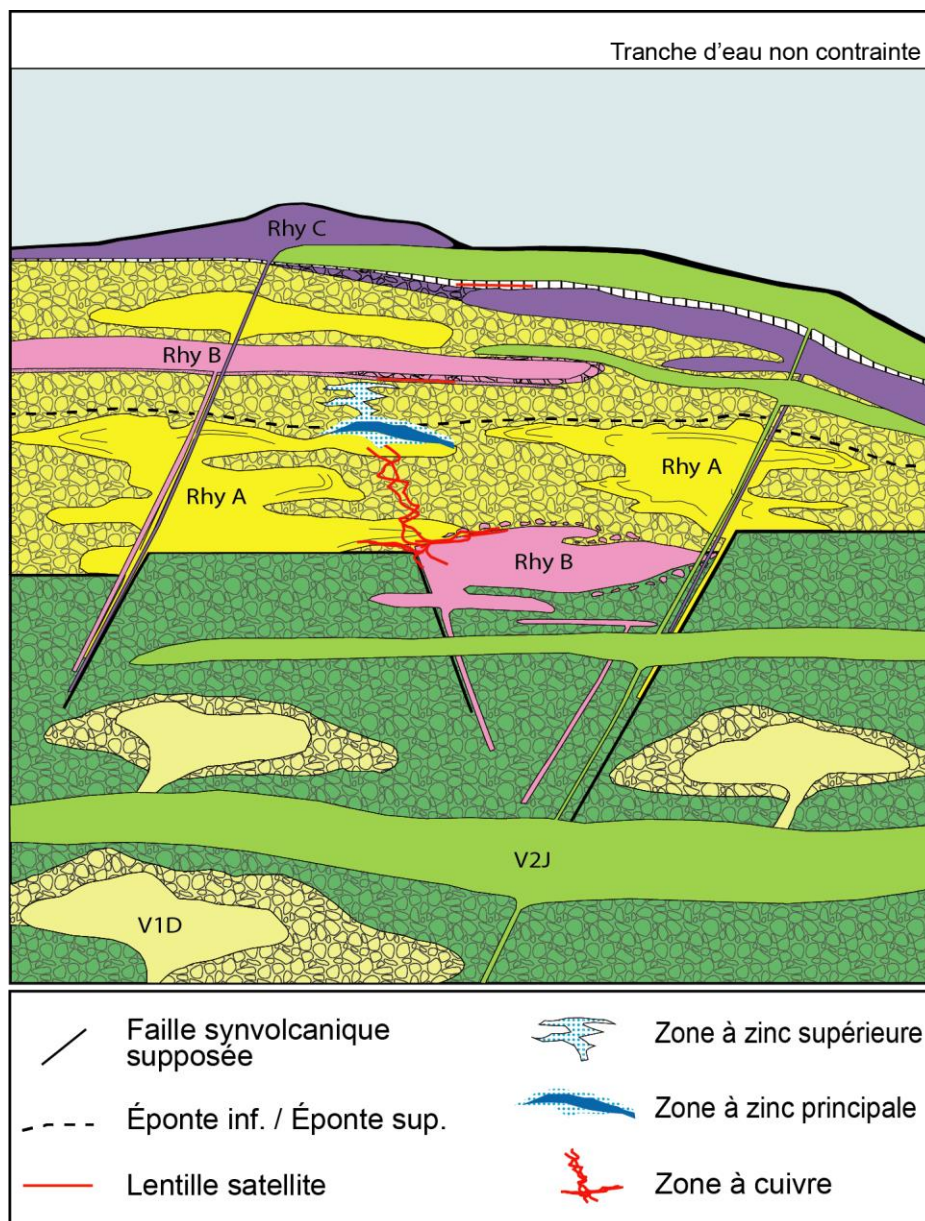


Figure 5.1 : Représentation schématique de l'architecture primaire interprétée de la succession volcanique et des zones minéralisées du gîte B26.

La légende des unités lithologiques est la même que pour la Figure 4.3. Notez que les couleurs des motifs des faciès volcanoclastiques ont été légèrement atténuées pour mettre en évidence les zones minéralisées.

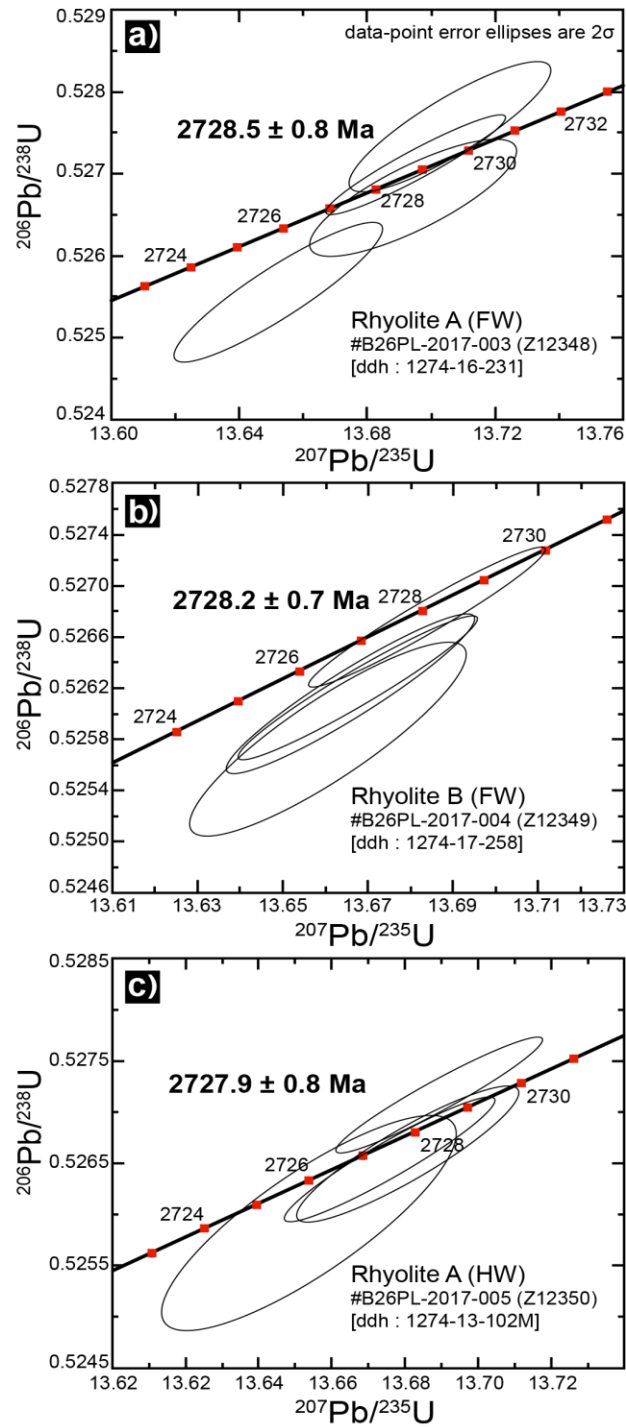


Figure 5.2 : Diagrammes Concordia obtenus par analyses de spectrométrie de masse à dilution-ionisation thermique (ID-TIMS) U – Pb pour les trois échantillons datés (Tiré de Fayard et al., 2020a).

a) Rhyolite A de l'éponte inférieure (FW). b) Rhyolite B de l'éponte inférieure (FW). c) Rhyolite A de l'éponte supérieure (HW). Ellipses d'erreur à 2 σ .

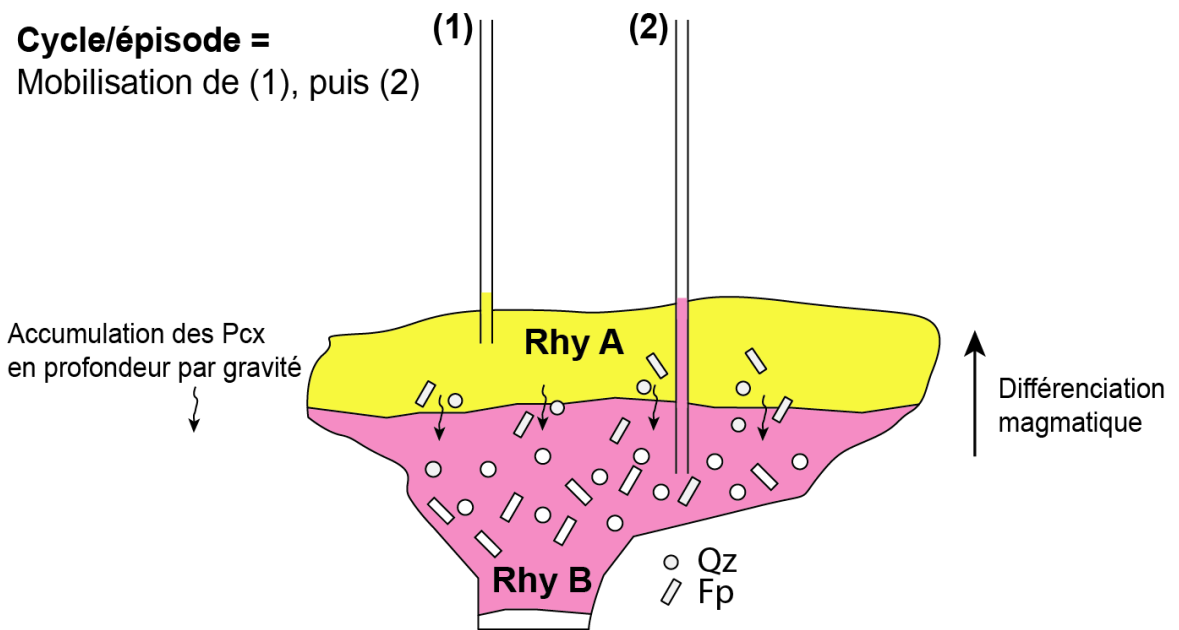


Figure 5.3 : Modèle magmatique hypothétique de formation des magmas de rhyolite A et B au sein d'une chambre magmatique.

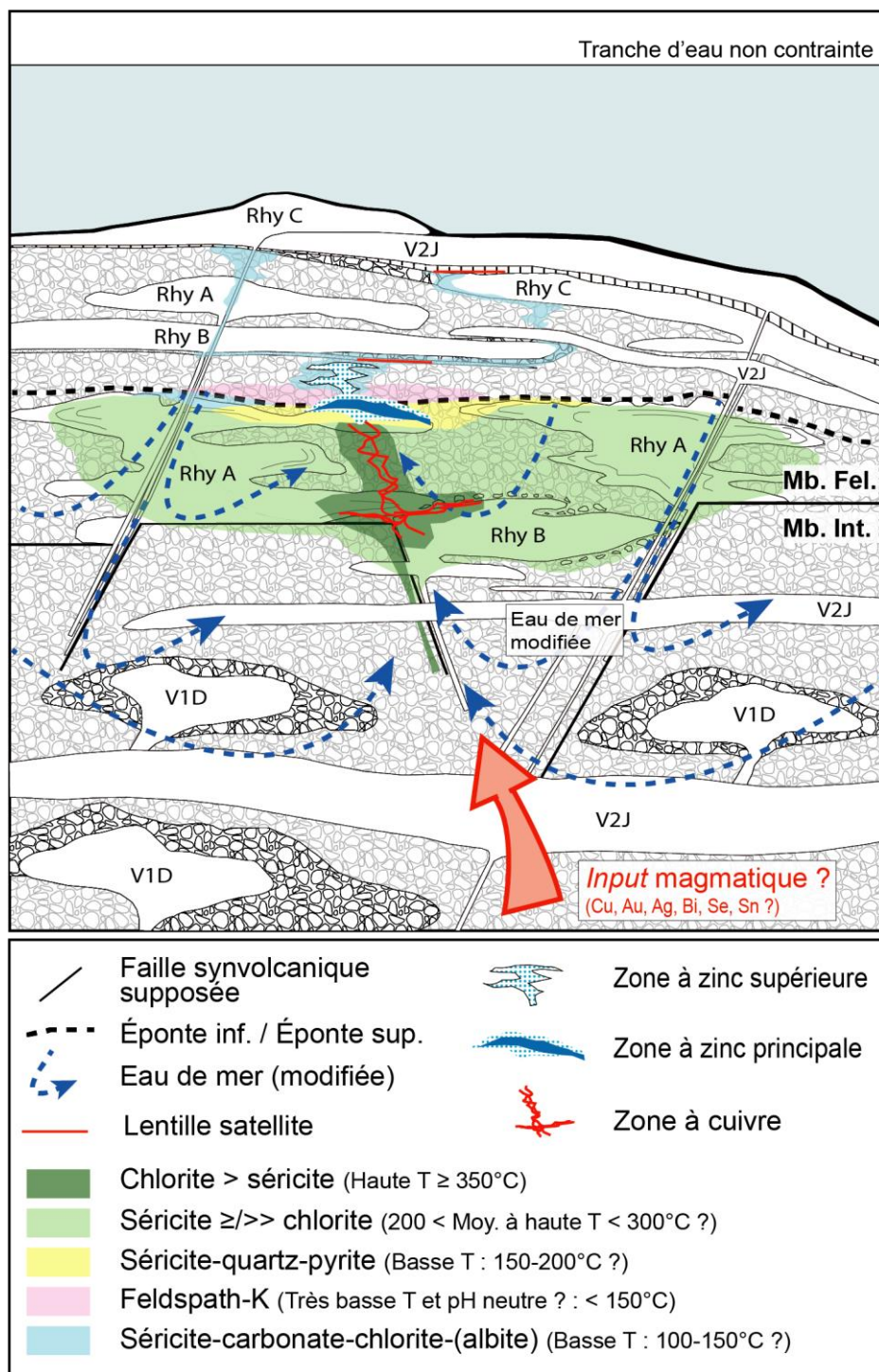


Figure 5.4 : Représentation schématique de l'architecture primaire interprétée du système hydrothermal et des zones minéralisées du gîte B26.

Les couleurs des unités lithologiques ont été retirées (codes lithologiques conservés) pour mettre en valeur les assemblages d'altération. Se référer à la Figure 5.1 pour comparaison.

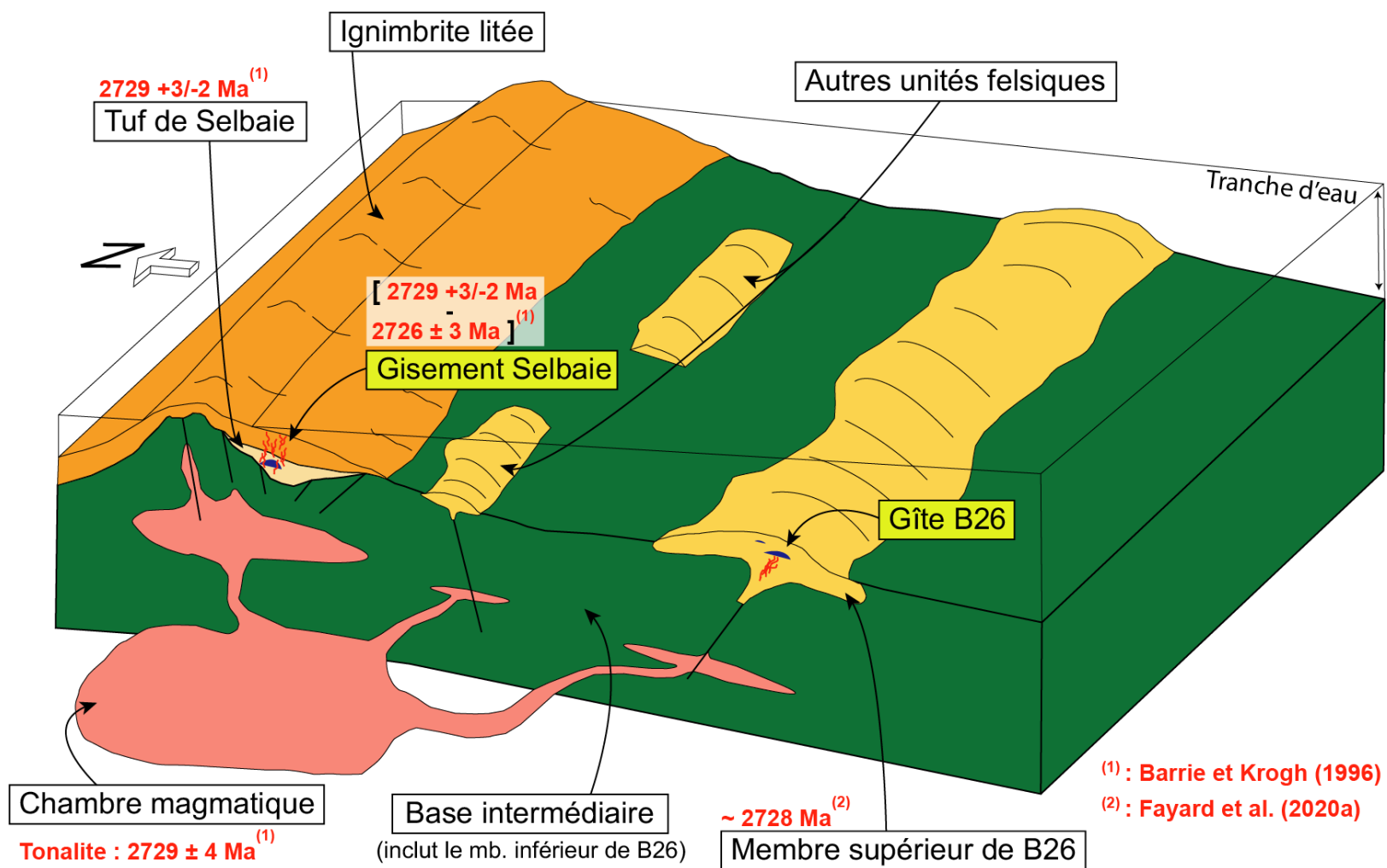


Figure 5.5 : Modèle régional schématique interprété illustrant l'environnement hypothétique d'arc volcanique au sein duquel le membre supérieur de B26 et la séquence felsique du gisement Selbaie se sont mis en place.

Le gisement Selbaie et le gîte B26 sont représentés schématiquement.

CHAPITRE 6 :

CONCLUSION ET IMPLICATIONS POUR L'EXPLORATION

6.1 Conclusion

Le but principal de ce projet était de définir : (1) la nature des minéralisations en métaux usuels et précieux du gîte B26 et (2) les principaux facteurs primaires et/ou secondaires exerçant un contrôle sur la distribution et la géométrie des zones minéralisées enrichies en métaux précieux.

Le gîte B26 est associé à un système hydrothermal relativement large et diffus mis en place dans un assemblage de roches volcaniques dominé par des rhyolites calco-alcalines (type FII), en partie volcanoclastiques (i.e., membre supérieur), autour de 2728 Ma (Fayard et al., 2020), un âge contemporain du Pluton synvolcanique de Brouillan et de la rhyolite qui encaisse le gisement Selbaie (i.e., 2729 ± 4 Ma et $2729 +3/-2$ Ma : Barrie et Krogh, 1996). Bien que l'empilement volcanique qui encaisse le gîte B26 ait été basculé vers le sud et déformé (i.e., aplatissement, étirement, et transposition dans S_p), la reconstitution de l'architecture volcanique et hydrothermale du gîte a permis de conclure que les caractéristiques primaires ont été partiellement préservées. La géométrie d'ensemble du système minéralisé, comprenant des filonnets de chalcopryrite enrichis en Au (i.e., Zone à cuivre) associés à un halo de séricite-chlorite sub-concordant à légèrement discordant, situés sous les zones minéralisées concordantes dominées par l'assemblage sphalérite-pyrite-galène enrichi en Ag (i.e., Zones à zinc principale et supérieure), est typique de certains gisements de SMV archéens et plus jeunes (Galley et al., 2007). Par conséquent, l'association minéralogique et spatiale des métaux précieux avec les zones sulfurées permettent de suggérer une introduction synvolcanique de l'Au et de l'Ag dans le système.

Cette étude a permis de documenter les principaux contrôles agissant sur la distribution des métaux et en particulier des métaux précieux :

- La perméabilité des faciès volcanoclastiques felsiques calco-alcalins ayant permis une circulation plus importante des fluides, une quantité de volatils plus importante, et un contrôle sur le mode de mise en place des minéralisations sulfurées (i.e., dominée par le remplacement avec toutefois une partie probablement exhalative durant le bref hiatus volcanique inféré entre les deux épisodes de rhyolite A : cf. section 5.3.2).
- L'existence d'un possible conduit synvolcanique majeur (zone de remontée des fluides) situé dans la partie centrale-est du gîte. Cette hypothétique faille-conduit pourrait également expliquer la discontinuité lithologique observée à l'ouest de l'unité de rhyolite B dans l'éponte inférieure du gîte (Fig. 2.4). Elle aurait une direction hypothétique de N50-55° comme le souligne la modélisation de l'indice d'altération en phyllosilicates normatifs « Alt_Phyllo » sur la vue en carte du niveau -200m (Fig. 3.26B), qui concorde également avec la modélisation du halo de Se (Fig. 4.33).
- L'or, tout comme le Cu, a été transporté sous forme de chloro-complexe (i.e., AuCl_2^- , CuCl_2), dans des fluides acides (indirectement suggéré par le lessivage des ETR légers dans la rhyolite A) de haute température (325-375°C), et a précipité par refroidissement progressif (conduction thermique) le long d'un gradient vertical assez étendu (cf., Hannington, 2014). Le Zn, le Pb et l'Ag ont été transportés beaucoup plus haut dans le système par des fluides de plus basse température, sous forme de thio-complexes ayant été déstabilisés par diminution brutale de la température et par augmentation du pH, lors du mélange avec l'eau de mer. La distribution de l'argent est plus complexe, mais son enrichissement conséquent dans les zones à zinc est probablement contrôlé par des fluides de basse température (< 275°C), relativement oxydés, et caractérisés par un faible rapport $\Sigma\text{Bi}/\Sigma\text{Sb}$. Il se retrouve ainsi incorporé en solution solide dans la Sb-galène (plages et/ou nanoparticules dans la pyrite), vite saturée, permettant la précipitation de freibergite qui est son minéral hôte principal à B26.
- Une telle géométrie, avec un découplage aussi fort des métaux (Cu-Au vs Zn-Pb-Ag), est hypothétiquement interprété comme s'étant mis en place dans un milieu sous-marin relativement peu profond dans lequel le transport et la précipitation des métaux auraient été contrôlés en partie par la courbe d'ébullition de l'eau de mer (cf., Hannington, 2014). Bien qu'aucune évidence d'ébullition n'a pu être répertorié durant cette étude (pas de texture diagnostique, ni d'altération

argileuse acide), si celle-ci est restreinte au site de déposition elle ne va généralement pas laisser de traces surtout dans un gisement déformé et métamorphisé.

- Plusieurs éléments, fournis durant cette étude, suggèrent une potentielle contribution en volatiles magmatiques dans le système hydrothermal de B26. Cela inclus : (1) l'enrichissement en éléments traces d'affinité magmatique tels que Bi, Se, Sn, et In, documentés aussi bien par la minéralogie et la géochimie de roche totale des minéralisations (section 4.5.3.2) que par la chimie des pyrites de la Zone à cuivre ; (2) la forte corrélation entre l'Au et le Bi; et (3) l'association spatiale et temporelle avec le Pluton synvolcanique de Brouillan et le gisement à Cu-Zn-Au-Ag de style épithermal de Selbaie (Larson et Hutchinson, 1993; Barrie et Krogh, 1996; Fayard et al., 2020).
- La provincialité des fortes teneurs en Ag, à l'échelle du complexe volcanique de Brouillan, souligne le contrôle sous-jacent de processus agissant, à l'échelle régionale, sur son enrichissement.
- Bien que l'introduction des métaux précieux ait été démontrée comme étant synvolcanique, les différentes textures diagnostiques de remobilisation mécanique et chimique documentées, ainsi que la distribution spatiale des métaux (cf. section 5.7), souligne l'action de la déformation et du métamorphisme sur la distribution de l'Au et de l'Ag (également pour Cu-Zn-Pb). Dans la Zone à cuivre, l'Au est remobilisé (échelle locale) le long de corridors étroits parallèles à la linéation d'étirement principale ($L_p = 65^\circ O$). L'argent est également remobilisé (cm à m), notamment par des processus chimiques (p. ex. : solubilisation). Cela entraîne une recristallisation des phases argentifères menant ultimement à la cristallisation d'argent natif dans des microfractures tardives et au sein de certaines veines de percement, participant à l'augmentation considérable des teneurs en argent.

L'enrichissement en métaux précieux des zones minéralisées du gîte B26 est donc contrôlé par plusieurs facteurs agissant à plusieurs échelles. Ainsi, de par ses caractéristiques intrinsèques et l'environnement géologique dont il fait partie, le gîte B26 constituerait un intermédiaire entre les SMV classiques et les épithermaux, probablement influencé par des variations du niveau de la mer et une contribution en fluides magmatiques dans le système hydrothermal.

6.2 Guides et implications pour l'exploration

Tout d'abord, d'un point de vue général, l'ensemble des éléments documentés dans cette étude sur le gîte B26 (p. ex. : assemblages d'altération, signature géochimique des roches encaissantes, typologie de la minéralisation, minéralogie des métaux usuels et précieux, signature chimique des pyrites) constituent des guides d'exploration dans la mesure où ces éléments permettent de raffiner les modèles génétiques pour ce type de gisement. Toutefois certains de ces éléments ont une importance directe au moins pour l'exploration régionale, et méritent donc d'être développés sous une autre forme.

6.2.1 Importance des centres felsiques calco-alcalins

Les zones minéralisées de B26 sont encaissées dans une séquence de 400 m de rhyolites calco-alcalines (type FII) contemporaines du Pluton calco-alcalin de Brouillan et de la rhyolite encaissant le gisement Selbaie (~2728 Ma : cf. Fayard et al., 2020). Les centres felsiques calco-alcalins archéens ont longtemps été considérés comme moins prospectifs que les successions tholéiitiques. Cependant, B26, Selbaie, et d'autres gîtes du complexe volcanique de Brouillan, partagent cette affiliation avec les roches calco-alcalines (FI-FII) comme beaucoup de SMV-Au archéens de la Province de Supérieur (p. ex. : Mercier-Langevin et al., 2015). Ces roches ne devraient donc pas être négligées lors de l'exploration de SMV pour les métaux usuels et/ou précieux.

6.2.2 Temporalité entre hiatus et fenêtre hydrothermale fertile

Il est possible que l'absence apparente d'un hiatus volcanique significatif au sein du volcanisme felsique associé à la rhyolite A (i.e., Phase 2 : section 5.1.2), dans le secteur immédiat du gîte B26, ait pu empêcher le développement d'une plus grosse lentille de SMV (i.e., extinction de la fenêtre hydrothermale fertile par recouvrement trop important). Un tel hiatus ne semble s'être produit que lors de la mise en place de la rhyolite C (i.e., Phase 4 : section 5.1.4), plus haut dans la

stratigraphie, peut-être durant la phase de déclin de l'activité hydrothermale à B26. Cela n'exclut pas la possibilité que des hiatus favorables aient eu lieu localement, ailleurs dans le Groupe de Brouillan, pendant le volcanisme (fertile) associé à la rhyolite A (i.e., continuités latérales un peu plus éloigné des points d'émission volcaniques n'ayant pas étouffé le système hydrothermal).

La rhyolite porphyrique qui encaisse la minéralisation de type SMV du gisement Selbaie a sensiblement la même signature géochimique que la rhyolite C (distinction C1). La rhyolite C étant la rhyolite qui marque un arrêt du volcanisme notable (et le début d'un épisode sédimentaire) marqué par le dépôt d'une lentille de pyrite-pyrrhotite, il est intéressant de constater que la rhyolite de Selbaie partage également cette caractéristique d'être l'hôte d'un SMV stratiforme, déposé durant un hiatus volcanique, et surmonté par des roches sédimentaires carbonatées. Ainsi, il est possible que cette relation « rhyolite C = hiatus conséquent » soit une caractéristique régionale et qu'ailleurs dans le camp des métaux économiques y soient associés.

6.2.3 Nature du contact Brouillan– Enjalran-Bapst et implications

Le Groupe d'Enjalran-Bapst n'a jamais été daté et est décrit comme plus jeune ou plus vieux ou ayant une relation uniquement tectonique (voir détails section 5.1.5). Le contact Brouillan– Enjalran-Bapst, dans le secteur de B26, consiste en une mince couche d'argilite graphitique (<1 m) matérialisant une faille, et qui recouvre une succession volcano-sédimentaire composée de coulées/filons-couches de rhyolite C et d'andésite, intercalées de minces horizons sédimentaires dont l'un encaisse une lentille (<1 m) de pyrite-pyrrhotite. Quelques kilomètres à l'est, sur la propriété Beschefer de Yorbeau, Barrett et MacLean (2003) ont décrit ce contact comme une « unité contact » de 10-20 m d'épaisseur, composée de mudstones graphitiques, siltstones, et cherts finement lités, au sein duquel se trouve une lentille semi-massive à massive de pyrite-pyrrhotite allant jusqu'à 2 m d'épaisseur. Une part mineure de minces filons-couches/coulées d'andésite calco-alcalines font également partie de leur « unité contact ». Il s'agit globalement de la même description, avec une épaisseur toutefois plus importante de la lentille et des niveaux sédimentaires, et une activité

volcanique beaucoup plus faible. Cela peut s'expliquer par le paléorelief positif que formait probablement le membre supérieur dans le secteur de B26, de par sa position proximale à un centre d'émission volcanique plutôt actif, même pendant la sédimentation.

Si le Groupe d'Enjalran-Bapst s'avère être plus jeune que le Groupe de Brouillan, et qu'il se situe stratigraphiquement au-dessus du membre supérieur de B26, une certaine évolution géodynamique est suggérée. Le membre supérieur de B26 correspond probablement au dernier stade du volcanisme felsique calco-alcalin du Groupe de Brouillan. Une transition vers un volcanisme mafique tholéiitique de type N-MORB (Fig. 2.39A, B) impliquerait un changement géodynamique hypothétique, passant d'un contexte d'arc volcanique à un contexte (dominé par l'extension) de rift intra-arc ou arrière-arc, comme c'est le cas dans le district de Skellefte (i.e., Nord de la Suède : cf. Vivallo et Claesson, 1987).

6.2.4 Utilisation des semi-volatils pour cibler la minéralisation

L'utilisation des éléments semi-volatils (p. ex. : Se, Sb, Tl) comme traceurs des minéralisations de type SMV (cf. Large et al., 2001a; Genna et Gaboury, 2019) fonctionne très bien pour le gîte B26 (cf. section 4.7 pour plus de détails). En utilisant le protocole analytique SOQ-5 (Annexe A.1), les zones minéralisées en zinc (basse température) sont tracées dans les roches encaissantes sur un halo d'environ 50-75 m par Sb et Tl, alors que les zones minéralisées en cuivre (haute température) sont tracées par un halo d'environ 50-100 m par Se. Toutefois, comme démontré par Genna et Gaboury (2019) ainsi que dans la présente étude (Fig. 4.29), la méthode de mise en solution de ces éléments est plus efficace (complète) par dissolution à 4 acides (SOQ-5a) que par aqua regia (SOQ-5). En effet, avec l'aqua regia seuls les sulfures et une part mineure des phyllosilicates sont mis en solution, alors qu'avec la méthode de dissolution à 4 acides la majorité de ces minéraux sont mis en solution, ce qui permet d'augmenter considérablement le signal des traceurs.

Par conséquent, à travers ce projet qui comportait une banque d'analyses considérable réalisées avec le protocole SOQ-5 (i.e., aqua regia), elles ont été privilégiées car au final même s'il s'agit d'une mise en solution partielle, les signatures sont concluantes. Mais, à l'avenir, il serait plus judicieux d'utiliser le protocole SOQ-5a afin de pouvoir tracer les minéralisations de beaucoup plus loin, dans les zones séricitisées distales et pauvres en sulfures.

RÉFÉRENCES

- Adam, D., 1997. Rapport d'une campagne de forage, propriété B26, canton Brouillan, Québec, Canada; Les métaux Billiton Canada Inc., GM 57187, 14 p.
- Adam, D., 2004. Les Mines Selbaie, final ore reserves statement as of January 22, 2004; Les métaux Billiton Canada Inc., Rapport interne, 25 p.
- Ayer, J.A., Amelin, Y., Corfu, F., Kamo, S., Ketchum, J., Kwok, K., et Trowell, N., 2002. Evolution of the southern Abitibi greenstone belt based on U-Pb geochronology: autochthonous volcanic construction followed by plutonism, regional deformation and sedimentation; *Precambrian Research*, v. 115, p. 63-95.
- Ayer, J.A., Thurston, P. C., Bateman, R., Dubé, B., Gibson, H. L., Hamilton, M. A., Hathway, B., Hocker, S.M., Houlié, M., Hudak, G.J., Ispolatov, V., Lafrance, B., Leshner, C.M., MacDonald, P.J., Pélouquin, A.S., Piercey, S.J., Reed, L.E., et Thompson, P.H., 2005. Overview of results from the Greenstone Architecture Project: Discover Abitibi Initiative; Ontario Geological Survey, Open File Report 6154, 125 p.
- Barrett, T.J. et MacLean, W.H., 1994. Chemostratigraphy and hydrothermal alteration in exploration for VHMS deposits in greenstones and younger volcanic rocks; *In* Lentz, D.R.: Alteration and alteration processes associated with ore-forming systems; Geological Association of Canada, p. 433-467.
- Barrett, T.J. et MacLean, W.H., 2003. Chemostratigraphy, Alteration and Mineralization of Volcanic Rocks on the Yorbeau Property, Beschefer Township, Quebec; Ore Systems Consulting, GM 60861, 81 p.
- Barrie, C.T., et Hannington, M.D., 1999. Classification of volcanic-associated massive sulfide deposits based on host-rock composition; *in* Volcanic-associated massive sulfide deposits: Processes and examples in modern and ancient settings, (ed.) C.T. Barrie and M.D. Hannington; *Reviews in Economic Geology*, v. 8, p. 1-11.
- Barrie, C.T. et Krogh, T.E., 1996. U-Pb zircon geochronology of the Selbaie Cu- Zn- Ag- Au mine, Abitibi Subprovince, Canada; *Economic Geology*, v. 91, p. 563-575.
- Barton, P.B.J., et Bethke, P.M., 1987. Chalcopyrite disease in sphalerite: pathology and epidemiology; *American Mineralogist*, v. 72, p. 451-467.
- Beaudin, A., 2017. Rapport de la campagne de sondages hiver-été 2014, propriété B26, canton Brouillan, Québec, Canada; SOQUEM Inc., GM 70058, 45 p.
- Camus, Y. et Valdnais-LeBlanc, O., 2018. Rapport Technique NI 43-101 et estimation des ressources, Projet B26, Québec; Rapport interne non publié soumis à SOQUEM Inc., 136 p.
- Card, K.D., 1990. A review of the Superior Province of the Canadian Shield, a product of Archean accretion; *Precambrian Research*, v. 48, p. 99-156.
- Castonguay, S., Dubé, B., Wodicka, N., et Mercier-Langevin, P., 2020. Geological setting and gold mineralization associated with the Sunday Lake and Lower Detour deformation zones, northwestern Abitibi greenstone belt, Ontario and Quebec; *in* Targeted Geoscience Initiative

- 5: Contribution to the understanding of Canadian gold systems, (ed.) P. Mercier-Langevin, C.J.M. Lawley, and S. Castonguay; Geological Survey of Canada, Open File XXXX, p. XX–XX.
- Caté, A., 2016. Geology of the Paleoproterozoic Zn-Cu-Au Lalor volcanogenic massive sulphide deposit and its gold-rich lenses, Snow Lake, Manitoba; Thèse de Doctorat; Institut National de la Recherche Scientifique - Centre Eau Terre Environnement, Québec, 430 p.
- Caté, A., Mercier-Langevin, P., Ross, P. S., Duff, S., Hannington, M. D., Dubé, B., et Gagné, S., 2015. Geology and Au enrichment processes at the Paleoproterozoic Lalor auriferous volcanogenic massive sulphide deposit, Snow Lake, Manitoba; Targeted Geoscience Initiative, v. 4, p. 131–146.
- Chown, E.H., Daigneault, R., et Mueller, W.U., 1992. Tectonic evolution of the Northern Volcanic Zone, Abitibi belt, Quebec; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 29, p. 2211–2225.
- Cormier, F., 1996. Les carbonates archéens dans le complexe volcanique acide de Selbaie, Abitibi, Québec; Mémoire de Maîtrise des Sciences de la Terre, Université Joseph Fourier, Institut Dolomieu- Grenoble I.
- Craig, J.R., 1983. Metamorphic features in Appalachian massive sulphides. Mineralogical Magazine, v. 47, p. 515–525.
- Craig, J.R., Vokes, F.M., 1993. Post-recrystallisation mobilisation phenomena in metamorphosed stratabound sulphide ores; Mineralogical Magazine, v. 57, p. 3–19.
- Craig, J.R., et Vaughan, D.J., 1994. Ore Microscopy and Ore Petrography, Second Edition; John Wiley & Sons, Inc., 417 p.
- Daigneault, R., et Allard, G.O., 1990. Le Complexe du Lac Doré et son environnement géologique, région de Chibougamau, Sous-province de l'Abitibi; Ministère de l'Énergie, des Mines et des Ressources du Québec, Report MM 89-03, 275 p.
- Daigneault, R., Mueller, W.U., et Chown, E.H., 2002. Oblique Archean subduction: accretion and exhumation of an oceanic arc during dextral transpression, Southern Volcanic Zone, Abitibi Subprovince, Canada; Precambrian Research, v. 115, p. 261–290.
- Daigneault, R., Mueller, W.U., et Chown, E.H., 2004. Abitibi greenstone belt plate tectonics: the diachronous history of arc development, accretion and collision; *in* The Precambrian Earth: Tempos and events, (ed.) P.G. Eriksson, W. Altermann, D.R. Nelson, W.U. Mueller, et O. Catuneanu; Developments in Precambrian Geology, v. 12, p. 88–103.
- Davies, J.F., et Whitehead, R.E., 2006. Alkali-alumina and MgO-alumina molar ratios of unaltered and altered rhyolites; Exploration and Mining Geology, v. 15, p. 75– 88.
- Debreil, J.-A., Ross, P.-S., et Mercier-Langevin, P., 2018. The Matagami district, Abitibi greenstone belt, Canada: Volcanic controls on Archean volcanogenic massive sulfide deposits associated with voluminous felsic volcanism; Economic Geology, v. 113, p. 891–910.
- Deditius, A.P., Utsunomiya, S., Reich, M., Kesler, S.E., Ewing, R.C., Hough, R., et Walshe, J., 2011. Trace nanoparticles in pyrite; Ore Geology Reviews, v. 42, p. 32–46.

- Deptuck, R., Squair, H., et Wierzbicki, V., 1982. Geology of the Detour zinc–copper deposits, Brouillan Township, Quebec; *in* Precambrian sulfide deposits, H.S. Robinson Memorial Volume, (ed.) R.W. Hutchinson, C.D. Spece, and J.M. Franklin; Geological Association of Canada, Special Paper 25, p. 319–342.
- De Ronde, C., Massoth, G., Butterfield, D., Christenson, B., Ishibashi, J., Ditchburn, R., Hannington, M., Brathwaite, R., Lupton, J., Kamenetsky, V., Graham, I., Zellmer, G., Dziak, R., Embley, R., Dekov, V., Munnik, F., Lahr, J., Evans, L., et Takai, K., 2011. Submarine hydrothermal activity and gold-rich mineralization at Brothers Volcano, Kermadec Arc, New Zealand; *Mineralium Deposita*, v. 46, p. 541-584.
- Dimroth, E., Imreh, L., Rocheleau, M., et Goulet, N., 1982. Evolution of the south-central part of the Archean Abitibi Belt, Quebec: Part 1: Stratigraphy and paleogeographical model; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 19, p. 1729-1758.
- Dimroth, E., Imreh, L., Rocheleau, M., et Goulet, N., 1983. Evolution of the south-central part of the Archean Abitibi Belt, Quebec: Part 2: Tectonic evolution and geomechanical model; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 20, p. 1355-1373.
- Doyle, M. G., et Allen, R. L., 2003. Sub-seafloor replacement in volcanic-hosted massive sulfide deposits; *Ore Geology Reviews*; v. 23, p. 183-222.
- Dubé, B., Gosselin, P., Mercier-Langevin, P., Hannington, M., et Galley, A., 2007a. Gold-rich volcanogenic massive sulphide deposits; *In* Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods, (ed.) W. D., Goodfellow; Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, p. 75-94.
- Dubé, B., Mercier-Langevin, P., Hannington, M.D., Lafrance, B., Gosselin, G., et Gosselin, P., 2007b. The LaRonde Penna World-Class Au-Rich Volcanogenic Massive Sulfide Deposit, Abitibi, Quebec: Mineralogy and Geochemistry of Alteration and Implications for Genesis and Exploration; *Economic Geology*, v. 102, p. 633-666.
- Dubé, B., Mercier-Langevin, P., Kjarsgaard, I., Hannington, M., Bécu, V., Côté, J., Moorhead, J., Legault, M., et Bédard, N., 2014. The Bousquet 2-Dumagami World-Class Archean Au-Rich Volcanogenic Massive Sulfide Deposit, Abitibi, Quebec: Metamorphosed Submarine Advanced Argillic Alteration Footprint and Genesis; *Economic Geology*, v. 109, p. 121-166.
- Faure, S., 2012. Réévaluation du paléoenvironnement du complexe volcanique de Selbaie et de son potentiel métallogénique; *Projet CONSOREM 2011-08*, 26 p.
- Faure, S., 2015. Prolongement de la faille Sunday Lake (mine Detour Gold, Ont.) au Québec et son potentiel pour les minéralisations aurifères et en métaux de base; *Projet CONSOREM 2013-02*, 41 p.
- Faure, S., Jébrak, M., et Bouillon, J.J., 1990. Géologie et minéralisations en Zn–Cu–Ag–Au de Les Mines Selbaie; *in* The northwestern Quebec polymetallic belt; a summary of 60 years of mining exploration; *Proceedings of the Rouyn-Noranda 1990 symposium*, (ed.) M. Rive, P. Verpaest, Y. Gagnon, J.M. Lulin, G. Riverin, and A. Simard; Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 43, p. 363–372.
- Faure, S., Jébrak, M., et Angelier, J., 1996. Structural evolution of Les Mines Selbaie, northern Abitibi, Québec, Canada; *Exploration and Mining Geology*, v. 5, p. 215–230.

- Fayard, Q., Mercier-Langevin, P., Daigneault, R., et Perreault, S., 2018. Volcanic, hydrothermal and structural controls on the nature and distribution of base and precious metals at the B26 project, Brouillan volcanic complex, Abitibi, Quebec; *in* Targeted Geoscience Initiative: 2017 report of activities, volume 1, (ed.) N. Rogers; Geological Survey of Canada, Open File 8358, p. 99–103.
- Fayard, Q., Mercier-Langevin, P., Wodicka, N., Daigneault, R., et Perreault, S., 2020a. The B26 Cu-Zn-Ag-Au project, Brouillan volcanic complex, Abitibi – Part 1: Geological setting and geochronology; *in* Targeted Geoscience Initiative 5: Contribution to the understanding of Canadian gold systems, (ed.) P. Mercier-Langevin, C.J.M. Lawley, and S. Castonguay; Geological Survey of Canada, Open File XXXX, p. XX–XX.
- Franklin, J.M., Kasarda, J., et Poulsen K.H., 1975. Petrology and chemistry of the alteration zone of the Mattabi massive sulfide deposit; *Economic Geology*, v. 70, p. 63–79.
- Franklin, J.M., Gibson, H.L., Jonasson, I.R., et Galley, A.G., 2005. Volcanogenic Massive Sulfide Deposits; *In* *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, (ed.) J.W., Hedenquist, J.F.H., Thompson, R.J., Goldfarb, et J.R., Richards; Society of Economic Geologists, p. 523-560.
- Gaboury, D. et Pearson, V., 2008. Rhyolite Geochemical Signatures and Association with Volcanogenic Massive Sulfide Deposits: Examples from the Abitibi Belt, Canada; *Economic Geology*, v. 103, p. 1531-1562.
- Galley, A.G., Hannington, M.D., et Jonasson, I.R., 2007. Volcanogenic massive sulphide deposits; *in* *Mineral deposits of Canada: A synthesis of major deposit-types, districts metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods*, (ed.) W.D. Goodfellow; Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication 5, p. 141–161.
- Gammons, C.H., et Williams-Jones, A.E., 1995. Hydrothermal geochemistry of electrum: thermodynamic constraints; *Economic Geology*, v. 90, p. 420–432.
- Genna, D., et Gaboury, D. 2015. Deciphering the hydrothermal evolution of a VMS System by LA-ICP-MS using trace elements in pyrite: an example from the Bracemac-McLeod Deposits, Abitibi, Canada, and implications for exploration; *Economic Geology*, v. 110, p. 2087-2108.
- Genna, D., et Gaboury, D., 2019. Use of semi-volatile metals as a new vectoring tool for VMS exploration: Example from the Zn-rich McLeod deposit, Abitibi, Canada; *Journal of Geochemical Exploration*, v. 207, 22 p.
- Gilligan, L.B., et Marshall, B., 1987. Textural evidence for remobilization in metamorphic environments; *In* *Mechanical and Chemical (Re)mobilization of Metalliferous Mineralization*, (ed.) B., Marshall, et L.B., Gilligan; *Ore Geology Reviews*, v. 2, p. 205-230.
- Goutier, J., et Melançon, M., 2010. Compilation géologique de la Sous-province de l'Abitibi (version préliminaire); Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, RP 2010-04, 1 p., 2 plans.
- Grant, J.A., 1986. The isocon diagram: a simple solution to Gresens' equation for metasomatic alteration; *Economic Geology*, v. 81, p. 1976-1982.
- Gresens, R.L., 1967. Composition-volume relationships of metasomatism; *Chemical Geology*, v. 2, p. 47-65.

- Gifkins, C., Herrmann, W., et Large, R. R., 2005. *Altered volcanic rocks: A guide to description and interpretation*; Centre for Ore Deposit Research, University of Tasmania, Hobart, Tasmania, Australia, 275 p.
- Grant, H.L.J., Hannington, M.D., Petersen, S., Frische, M., et Fuchs, S.H., 2018. Constraints on the behavior of trace elements in the actively-forming TAG deposit, Mid-Atlantic Ridge, based on LA-ICP-MS analyses of pyrite; *Chemical Geology*, v. 498, p. 45–71.
- Grondin, O., 2016. Projet B26, vers la renaissance du camp Selbaie, 2^{ème} chapitre; Présentation publique lors du 14^{ème} Forum technologique CONSOREM-DIVEX, Val-d'Or, 31 p.
- Hannington, M.D., 2014. Volcanogenic massive sulfide deposits; *in* Treatise on Geochemistry (Second Edition), Volume 13: Geochemistry of Mineral Deposits, (ed.) S. Scott; Elsevier Science, Netherlands, p. 463–488.
- Hannington, M. D., Poulsen, H. K., Thompson, J. F. H., et Sillitoe, R. H., 1999a. Volcanogenic gold in the massive sulfide environment; *in* Volcanic-associated massive sulfide deposits: processes and examples in modern and ancient settings, (ed.) C. T. Barrie et M. D. Hannington; *Reviews in Economic Geology*, v. 8, p. 325–356.
- Hannington, M.D., Bleeker, W., et Kjarsgaard, I., 1999b. Sulfide Mineralogy, Geochemistry, and Ore Genesis of the Kidd Creek Deposit: Part II. The bornite zone, *in* The Giant Kidd Creek volcanogenic massive sulfide deposit, western Abitibi subprovince, Canada, (ed.) Hannington, M.D., and Barrie, C.T.; *Economic Geology Monograph* 10, p. 225–266.
- Hannington, D., Kjarsgaard, I.M., Galley, A.G., et Taylor, B., 2003. Mineral-chemical studies of metamorphosed hydrothermal alteration in the Kristineberg volcanogenic massive sulfide district, Sweden; *Mineralium deposita*, v. 38, p. 423-442.
- Hart, T.R., Gibson, H. L., et Leshner, C.M., 2004. Trace element geochemistry and petrogenesis of felsic volcanic rocks associated with volcanogenic massive Cu-Zn-Pb sulfide deposits; *Economic Geology*, v. 99, p. 1003–1013.
- Herzig, P.M., Hannington, M.D., Fouquet, Y., von Stackelberg, U., et Petersen, S., 1993. Gold-rich polymetallic sulfides from the Lau back arc and implications for the geochemistry of gold in sea-floor hydrothermal systems of the Southwest Pacific; *Economic Geology*, v. 88; p. 2182-2209.
- Hocking, M.W.A., Hannington, M.D., Percival, J.B., Stoffers, P., Schwarz-Schampera, U., et de Ronde, C. E. J., 2010. Clay alteration of volcanoclastic material in a submarine geothermal system, Bay of Plenty, New Zealand; *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 191, p. 180-192.
- Hofmann, H.J., et Masson, M., 1994. Archean stromatolites from Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada; *Geological Society of America Bulletin*, v. 106, p. 424-429.
- Hull, D.N., 1976. A petrologic-geochronologic study of host rocks and wall rocks at the Detour Prospect, a copper-zinc-silver discovery in Brouillan Township, Abitibi-West County, Québec; *Mémoire de Maîtrise*, Wright State University, Dayton, Ohio.
- Huston, D.L., 2000. Gold in volcanic-hosted massive sulphide deposits; distribution, genesis, and exploration; *in* Gold in 2000, (ed.) S.G. Hagemann and P.E. Brown; *Reviews in Economic Geology*, v. 13, p. 401–426.

- Huston, D.L., Bottrill, R.S., Creelman, R.A., Zaw, K., Ramsden, T.R., Rand, S.W., Gemmell, J.B., Jablonski, W., Sie, S.H., et Large, R.R., 1992. Geologic and geochemical controls on the mineralogy and grain size of gold-bearing phases, eastern Australian volcanic-hosted massive sulfide deposits; *Economic Geology*, v. 87(3), p. 542-563.
- Huston, D.L., Sie, S.-H., Suter, G.F., et Cooke, D.R., 1995. Trace elements in sulfide minerals from Eastern Australian volcanic-hosted massive sulfide deposits: part I. proton microprobe analyses of pyrite, chalcopyrite, and sphalerite, and part II. selenium levels in pyrite: comparison with $\delta^{34}\text{S}$ values and implications for the source of sulfur in volcanogenic hydrothermal systems; *Economic Geology*, v. 90, p. 1167–1196.
- Huston, D.L., Jablonski, W., et Sie, S.-H., 1996. The distribution and mineral hosts of silver in eastern Australian volcanogenic massive sulfide deposits; *The Canadian Mineralogist*, v. 34, p. 529–546.
- Huston, D.L., Relvas, J. M. R. S., Gemmell, J.B., et Drieberg, S., 2011. The role of granites in volcanic-hosted massive sulphide ore-forming systems: an assessment of magmatic–hydrothermal contributions; *Mineralium Deposita*, v. 46, p. 473-507.
- Ishikawa, Y., Sawaguchi, T., Iwaya, S., et Horiuchi, M., 1976. Delineation of prospective targets for Kuroko deposits based on modes of volcanism of underlying dacites and alteration haloes; *Mining Geology*, v. 26, p. 105–117.
- Jochum, K.P., Nohl, U., Herwig, K., Lammel, E., Stoll, B., et Hofmann, A.W., 2005. GeoReM: a new geochemical database for reference materials and isotopic standards; *Geostandards and Geoanalytical Research*, v. 29, p. 333–338.
- Keith, M., Häckel, F., Haase, K.M., Schwarz-Schampera, U., et Klemd, R., 2016. Trace element systematics of pyrite from submarine hydrothermal vents; *Ore Geology Reviews*, v. 72, p. 728–745.
- Kishida, A., et Kerrich, R., 1987. Hydrothermal alteration zoning and gold concentration at the Kerr-Addison Archean lode gold deposit, Kirkland Lake, Ontario; *Economic Geology*, v. 82, p. 649–690.
- Koglin, N., Frimmel, H.E., Minter, W.L., et Brätz, H., 2010. Trace-element characteristics of different pyrite types in Mesoarchaeon to Palaeoproterozoic placer deposits; *Mineralium Deposita*; v. 45, p. 259–280.
- Krushnisky, A., Mercier-Langevin, P., Ross, P.-S., Goutier, J., Pilote, C., et Bernier, C., 2020. Geology and gold enrichment at the Horne 5 Archean volcanogenic massive sulphide deposit, Abitibi greenstone belt, Quebec: a synthesis; *in Targeted Geoscience Initiative 5: Contribution to the understanding of Canadian gold systems*, (ed.) P. Mercier-Langevin, C.J.M. Lawley, and S. Castonguay; Geological Survey of Canada, Open File XXXX, p. XX–XX.
- Lacroix, S., 1986. Géologie de la région Harricana-Grasset (demi-est); Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DP 86-11, 10 p., 4 plans.
- Lacroix, S., 1987. La faille aurifère de Casa-Bérardi; Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec, PRO 87-17, 19 p.
- Lacroix, S., 1988. Géologie de la région Harricana-Grasset (demi-ouest); Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DP 87-13, 9 p., 6 plans.

- Lacroix, S., 1989. Évolution structurale et plutonique de la ceinture verte Matagami - Casa-Berardi, Abitibi, du Nord-Ouest québécois: tectonique verticale vs horizontale; *In* Évolution de la Province de Supérieur II; Association géologique du Canada, programme et résumés, v. 14, p. A25.
- Lacroix, S., 1994. Géologie de la partie ouest du sillon Harricana-Turgeon, Abitibi; Ministère des Ressources naturelles du Québec, MB 94-54, 26 p.
- Lacroix, S., 1998. Compilation et répartition des gisements polymétalliques à tonnage évalué dans la sous-province de l'Abitibi; Ministère des Ressources naturelles du Québec, MB 98-06, 33p.
- Lacroix, S., Simard, A., Pilote, P., et Dubé, L.M., 1989. Vers une image régionale du sillon Harricana-Turgeon (Matagami-Joutel-Casa-Berardi); Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, PRO 89-04, 7 p.
- Lacroix, S., Simard, A., Pilote, P., et Dubé, L.M., 1990. Regional geologic elements and mineral resources of the Harricana-Turgeon belt, Abitibi of NW Quebec; Canadian Institute of Mining and Metallurgy, special volume 43, p. 313-326.
- Lafrance, B., Mueller, W.U., Daigneault, R., et Dupras, N., 2000. Evolution of a submerged composite arc volcano: Volcanology and geochemistry of the Normétal; *Precambrian Research*, v. 101, p. 277–311.
- Large, R. R., Huston, D. L., McGoldrick, P. J., Ruxton, P. A., et McArthur, G., 1989. Gold Distribution and Genesis in Australian Volcanogenic Massive Sulfide Deposits and Their Significance for Gold Transport Models; *In* The geology of gold deposits: The perspective in 1988, (ed.) R. R., Keays, W. R. H., Ramsay, et D. I., Groves; Society of Economic Geologists, p. 520-535.
- Large, R.R., 1992. Australian volcanic-hosted massive sulfide deposits: features, styles, and genetic models; *Economic Geology*, v. 87, p. 471-510.
- Large, R.R., Allen, R.L., Blake, M.D., et Herrmann, W., 2001a. Hydrothermal alteration and volatile element halos for the Rosebery K lens volcanic-hosted massive sulfide deposit, Western Tasmania; *Economic Geology*, v. 96, 1055–1072.
- Large, R. R., Gemmell, J. B., Paulick, H., et Huston, D. L., 2001b. The alteration box plot: A simple approach to understanding the relationship between alteration mineralogy and lithogeochemistry associated with volcanic-hosted massive sulfide deposits; *Economic geology*, v. 96, p. 957–971.
- Large, R.R., Maslennikov, V.V., Robert, F., Danyushevsky, L.V., et Chang, Z., 2007. Multistage sedimentary and metamorphic origin of pyrite and gold in the giant Sukhoi Log deposit, Lena Gold Province, Russia; *Economic Geology*, v. 102, p. 1233–1267.
- Larson, J.E., 1987. Geology, geochemistry and volcanic history of Les Mines Selbaie, Quebec, Canada: An Archean epithermal system; Thèse de Doctorat, Colorado School Mines, Golden, Colorado, 388 p.
- Larson, J. E. et Hutchinson, R. W., 1993. The Selbaie Zn-Cu-Ag deposits, Quebec, Canada; an example of evolution from subaqueous to subaerial volcanism and mineralization in an Archean caldera environment; *Economic Geology*, v. 88, p. 1460–1482.

- Legault, M., Gauthier, M., Jébrak, M., Davis, D., et Baillargeau, F., 2002. Evolution of the subaqueous to near-emergent Joutel volcanic complex, Northern Volcanic Zone, Abitibi Subprovince, Quebec, Canada; *Precambrian Research*, v. 115, p. 187–221.
- Ludden, J., Hubert, C., et Gariépy, C., 1986. The tectonic evolution of the Abitibi greenstone belt of Canada; *Geological Magazine*, v. 123, p. 153-166.
- Lydon, J.W., 1996. Characteristics of Volcanogenic Massive Sulphide Deposits: Interpretations in Terms of Hydrothermal Convection Systems and Magmatic Hydrothermal Systems; *Boletín geológico y minero*, v. 107, p. 15–64.
- MacLean, W.H., et Barrett, T.J., 1993. Lithogeochemical techniques using immobile elements; *Journal of Geochemical Exploration*, v. 48, p. 109-133.
- Marshall, B., et Gilligan, L.B., 1987. An introduction to remobilization: information from ore-body geometry and experimental considerations; *In Mechanical and Chemical (Re)mobilization of Metalliferous Mineralization*, (ed.) B., Marshall, et L.B., Gilligan; *Ore Geology Reviews*, v. 2, p. 87-131.
- Marshall, B., et Gilligan, L.B., 1989. Durchbewegung structure, piercement cusps, and piercement veins in massive sulfide deposits: formation and interpretation; *Economic Geology*, v. 84, p. 2311–2319.
- Marshall, B., Vokes, F. M., et Larocque, A. C. L., 2000. Regional metamorphic remobilization: Upgrading and formation of ore deposits; *In Metamorphosed and metamorphogenic ore deposits*, (ed.) Spry, P.G., Marshall, B. et Vokes, F.M.; *Society of Economic Geologists*, p. 19-38.
- Maslennikov, V.V., Maslennikova, S.P., Large, R.R., et Danyushevsky, L., 2009. Study of Trace Element zonation in vent chimneys from the Silurian Yaman-Kasy volcanic hosted massive sulfide deposit (Southern Urals, Russia) using laser ablation-inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-ICPMS); *Economic Geology*, v. 104, p. 111–141.
- Mathieu, L., 2018. Quantifying hydrothermal alteration: A review of methods; *Geosciences*, v. 8, 27 p.
- McDonough, W. F., et Sun S-S., 1995. The composition of the Earth; *Chemical Geology*, v. 120, p. 223–253.
- McPhie, J., Doyle, M., et Allen, R. 1993. *Volcanic textures: a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*; Centre of Ore Deposits and Exploration Studies, University of Tasmania, Tasmania, 198 p.
- Mercier-Langevin, P., 2005. *Géologie du Gisement de Sulfures Massifs Volcanogènes Aurifères LaRonde, Abitibi, Québec*; Thèse de doctorat; Institut National de la Recherche Scientifique - Centre Eau Terre Environnement, Québec, 698 p.
- Mercier-Langevin, P., Dubé, B., Hannington, M. D., Davis, D. W., Lafrance, B., et Gosselin, G., 2007a. The LaRonde Penna Au-Rich Volcanogenic Massive Sulfide Deposit, Abitibi Greenstone Belt, Quebec: Part I. Geology and Geochronology; *Economic Geology*, v. 102, p. 585-609.
- Mercier-Langevin, P., Dubé, B., Hannington, M. D., Richer-Lafleche, M., et Gosselin, G., 2007b. The LaRonde Penna Au-Rich Volcanogenic Massive Sulfide Deposit, Abitibi Greenstone Belt,

- Quebec: Part II. Lithogeochemistry and Paleotectonic Setting; *Economic Geology*, v. 102, p. 611-631.
- Mercier-Langevin, P., Dubé, B., Lafrance, B., Hannington, M.D., Galley, A., Moorhead, J., et Gosselin, P., 2007c. Metallogeny of the Doyon-Bousquet-LaRonde Mining Camp, Abitibi Greenstone Belt, Quebec; *In Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods*, (ed.) W. D. Goodfellow, W.D.; Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, p. 673-701.
- Mercier-Langevin, P., Hannington, M.D., Dubé, B., et Bécu, V., 2011. The gold content of volcanogenic massive sulfide deposits; *Mineralium Deposita*, v. 46, p. 509-539.
- Mercier-Langevin, P., Lafrance, B., Bécu, V., Dubé, B., Kjarsgaard, I., et Guha, J., 2014. The Lemoine Auriferous Volcanogenic Massive Sulfide Deposit, Chibougamau Camp, Abitibi Greenstone Belt, Quebec, Canada: *Geology and Genesis; Economic Geology*, v. 109, p. 231-269.
- Mercier-Langevin, P., Hannington, M.D., Dubé, B., Piercey, S.J., Peter, J.M., et Pehrsson, S.J., 2015. Precious metal enrichment processes in volcanogenic massive sulphide deposits – a summary of key features, with an emphasis on TGI-4 research contributions; *in Targeted Geoscience Initiative 4: Contributions to the understanding of volcanogenic massive sulphide deposits genesis and exploration methods development*, (ed.) J. M. Peter et P. Mercier-Langevin; Geological Survey of Canada Open File 7853, p. 117–130.
- Monecke, T., Petersen, S., et Hannington, M. D., 2014. Constraints on water depth of massive sulfide formation: evidence from modern seafloor hydrothermal systems in arc-related settings; *Economic Geology*, v. 109, p. 2079-2101.
- Monecke, T., Mercier-Langevin, P., Dubé, B., et Friemen, B., 2017. Geology of the Abitibi greenstone belt; *in Archean base and precious metal deposits, southern Abitibi greenstone belt, Canada*, (ed.) T. Monecke, P. Mercier-Langevin and B. Dubé; *Reviews in Economic Geology*, v. 19, p. 7–49.
- Mortensen, J.K., 1993. U-Pb geochronology of the eastern Abitibi subprovince. Part 1: Chibougamau-Matagami-Joutel region; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 30, p. 11–28.
- Mueller, W.U., Daigneault, R., Mortensen, J.K., et Chown, E.H., 1996. Archean terrane docking: upper crust collision tectonics, Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada; *Tectonophysics*, v. 265, p. 127–150.
- Mueller, W.U., Stix, J., Corcoran, P., et Daigneault, R., 2009. Subaqueous calderas in the Archean Abitibi greenstone belt: An overview and new ideas; *Ore Geology Reviews*, v. 35, p. 4–46.
- Nagase, T., et Kojima, S., 1997. An SEM examination of the chalcopyrite disease texture and its genetic implications; *Mineralogical Magazine*, v. 61, p. 89–97.
- Ohmoto, H., 1996. Formation of volcanogenic massive sulfide deposits: The Kuroko perspective; *Ore Geology Reviews*, v. 10, p. 135–177.
- Paiement, J-P., 2016. Rapport Technique NI 43-101: Estimation des ressources du Projet B26, Québec; Rapport interne non publié soumis à SOQUEM Inc., 129 p.

- Paulick, H., Herrmann, W., et Gemmell, B., 2001. Alteration of felsic volcanics hosting the Thalanga massive sulfide deposit (Northern Queensland, Australia) and geochemical proximity indicators to ore; *Economic Geology*, v. 96, p. 1175–1200.
- Pearce, J. A., 1996. A user's guide to basalt discrimination diagrams; *in* Trace element geochemistry of volcanic rocks: applications for massive sulphide exploration, (ed.) D.A. Wyman, Geological Association of Canada, Short Course notes 12, p. 79–113.
- Pearce, J. A., 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust; *Lithos*, v. 100, p. 14–48.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., et Tindle, A.G., 1984. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks; *Journal of Petrology*, v. 25, p. 956–983.
- Pearce, J. A., et Peate, D. W., 1995. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas; *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 23, p. 251–286.
- Pelletier, M., Mercier-Langevin, P., Dubé, B., Crick, D., Tolman, J., McNicoll, V. J., Jackson, S. E., and Beakhouse, G. P., 2015. The Rainy River “atypical” Archean Au deposit, western Wabigoon Subprovince, Ontario; *in* Targeted Geoscience Initiative 4: Contributions to the understanding of Precambrian lode gold deposits and implications for exploration, (ed.) B. Dubé and P. Mercier-Langevin; Geological Survey of Canada, Open File 7852, p. 193–207.
- Petruk, W., Cabri, L.J., Harris, D.C., Stewart, J.M., et Clark, A.M., 1970. Allargentum redefined; *The Canadian Mineralogist*, v. 10, p. 163–172.
- Piché, M., Guha, J., et Daigneault, R., 1993. Stratigraphic and structural aspects of the volcanic rocks of the Matagami mining camp, Quebec: Implications for the Norita ore deposit; *Economic Geology*, v. 88, p. 1542–1558.
- Piché, M., et Jébrak, M., 2006. Determination of alteration facies using the normative mineral alteration index: Selbaie Cu–Zn deposit, northern Abitibi greenstone belt, Canada; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 43, p. 1877–1885.
- Pilote, J.L., Piercey, S.J., et Mercier-Langevin, P., 2015. Volcanic architecture and alteration assemblages of the Ming Cu-Au-(Zn-Ag) VMS deposit, Baie Verte, Newfoundland: Implications for Au enrichment processes and exploration; Geological Survey of Canada, Open File 7853, p. 197–210.
- Pilote, J.L., Piercey, S.J., et Mercier-Langevin, P., 2017. Volcanic and Structural Reconstruction of the Deformed and Metamorphosed Ming Volcanogenic Massive Sulfide Deposit, Canada: Implications for Ore Zone Geometry and Metal Distribution; *Economic Geology*, v. 112, p. 1305–1332.
- Pilote, P., Guha, J., Daigneault, R., Robert, F., et Golightly, J.P., 1990. Contexte structural et minéralisations aurifères des gîtes Casa-Berardi, Abitibi, Québec; *Revue canadienne des sciences de la Terre*; v. 27(12), p. 1672–1685.
- Poulsen, K. H., et Hannington, M. D., 1996. Volcanic-associated massive sulfide gold; *In* *Geology of Canadian Mineral Deposit Types*, (ed.) O. R., Eckstrand, W. D., Sinclair, et R. I., Thorpe; Geological Survey of Canada, p. 183–196.

- Poulsen, K.H., 2017. The Larder Lake-Cadillac Break and its gold districts; *Reviews in Economic Geology*, v. 19, p. 133–167.
- Powell, W.G., Carmichael, D.M., et Hodgson, C.J., 1995. Conditions and timing of metamorphism in the southern Abitibi greenstone belt, Québec; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 32, p. 787–805.
- Ramsey, J.G., 1967. *Folding and Fracturing of Rocks* McGraw-Hill, New York; 568 p.
- Reich, M., Kesler, S.E., Utsunomiya, S., Palenik, C.S., Chrysosoulis, S.L., et Ewing, R.C., 2005. Solubility of gold in arsenian pyrite; *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 69, p. 2781–2796.
- Remick, J., 1969. Géologie de la région d'Harricana-Turgeon, comtés d'Abitibi-est et Abitibi-ouest; Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, RP 546, 264 p., 6 plans.
- Robert, F., 1989. Internal structure of the Cadillac tectonic zone southeast of Val-d'Or, Abitibi greenstone belt, Quebec; *Canadian Journal Earth Sciences*, v. 26, p. 2661–2675.
- Ross, P.-S. et Bédard, J.H., 2009. Magmatic affinity of modern and ancient subalkaline volcanic rocks determined from trace element discriminant diagrams; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 46, p. 823–839.
- Ross, P.-S., McNicoll, V.J., Debreil, J.A., et Carr, P., 2014. Precise U-Pb geochronology of the Matagami mining camp, Abitibi Greenstone Belt, Quebec: stratigraphic constraints and implications for volcanogenic massive sulfide exploration; *Economic Geology*, v. 109, p. 89–101.
- Roth, T., Thompson, J.F.H., et Barret, T.J., 1999. The Precious Metal-Rich Eskay Creek Deposit, Northwestern British Columbia; *In* *Volcanic-Associated Massive Sulfide Deposits: Processes and Examples in Modern and Ancient Settings*, (ed.) C.T., Barrie, et M.D., Hannington; Society of Economic Geologists, p. 357–373.
- Seifert, W., Rhede, D., Thomas, R., Förster, H.-J., Lucassen, F., Dulski, P., et Wirth, R., 2011. On the origin of igneous blue quartz: inferences from multi-analytical study of submicron mineral inclusions; *Mineralogical Magazine*, v. 75, p. 2519–2534.
- Sillitoe, R.H., Hannington, M.D., et Thompson, J.F.H., 1996. High sulfidation deposits in the volcanogenic massive sulfide environment; *Economic Geology*, v. 91, p. 204–212.
- SOQUEM Inc., 2017. SOQUEM complète une nouvelle phase de forage au projet polymétallique B26 et entame une estimation des ressources; Communiqué de presse, 7 p.
- Taner, M. F., 2000. The Geology of the Volcanic-associated Polymetallic (Zn, Cu, Ag and Au) Selbaie Deposits, Abitibi, Quebec, Canada; *Exploration and Mining Geology*, v. 9, p. 189–214.
- Teasdale, N., Brown, A.C., et Tourigny, G., 1996. Gîtologie de la mine Bousquet 2; Ministère des Ressources Naturelles du Québec, rapport MB 96-37, 43 p.
- Thurston, P.C., Ayer, J.A., Goutier, J., et Hamilton, M.A., 2008. Depositional Gaps in Abitibi Greenstone Belt Stratigraphy: A Key to Exploration for Syngenetic Mineralization; *Economic Geology*, v. 103, p. 1097–1134.

- Tomkins, A.G., Pattison, D.R.M., et Frost, B.R., 2007. On the initiation of metamorphic sulfide anatexis; *Journal of Petrology*, v. 48, p. 511–535.
- Trépanier, S., Mathieu, L., et Daigneault, R., 2015. CONSONORM_LG: New normative minerals and alteration indexes for low-grade metamorphic rocks; *Economic Geology*, v. 110, p. 2127–2138.
- Trépanier, S., Mathieu, L., Daigneault, R., et Faure, S., 2016. Precursors predicted by artificial neural networks for mass balance calculations: Quantifying hydrothermal alteration in volcanic rocks; *Computers & Geosciences*, v. 89, p. 32–43.
- Vaughan, D.J., et Rosso, K.M., 2006. Chemical bonding in sulfide minerals; *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 61, p. 231–264.
- Vivallo, W., et Claesson, L.-Å., 1987. Intra-Arc Rifting and Massive Sulphide Mineralization in an Early Proterozoic Volcanic Arc, Skellefte District, Northern Sweden; *Geological Society, London, Special Publications*, v. 33, p. 69–79.
- Whitehead, R.E., et Davies, J.F., 1988. Discriminant analysis involving CO₂/CaO and arsenic in gold exploration; *Journal of Geochemical Exploration*, v. 30, p. 243–253.
- Williams, N.C., et Davidson, G.J., 2004. Possible submarine advanced argillic alteration at the Basin Lake prospect, Western Tasmania, Australia; *Economic Geology*, v. 99, p. 987–1002.
- Wilson, S.A., Ridley, W.I., et Koenig, A.E., 2002. Development of sulfide calibration standards for the laser ablation inductively-coupled plasma mass spectrometry technique; *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, v. 17, p. 406–409.
- Winchester, J.A., et Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements; *Chemical Geology*, v. 20, p. 325–343.
- Wood, D.A., 1980. The application of a Th Hf Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province; *Earth and Planetary Science Letters*, v. 50, p. 11–30.
- Xing, Y., Brugger, J., Tomkins, A., et Shvarov, Y., 2019. Arsenic evolution as a tool for understanding formation of pyritic gold ores; *Geology*, v. 47, p. 335–338.
- Yergeau, D., Mercier-Langevin, P., Dubé, B., Malo, M., McNicoll, V. J., Jackson, S. E., Savoie, A., et La Rochelle, F., 2015. The Archean Westwood Au deposit, southern Abitibi: Telescoped Au-rich VMS and intrusion-related Au systems; *in Targeted Geoscience Initiative 4: Contributions to the understanding of Precambrian lode gold deposits and implications for exploration*, (ed.) B. Dubé et P. Mercier-Langevin; *Geological Survey of Canada, Open File 7852*, p. 177–191.
- Zhao, H.-X., Frimmel, H.E., Jiang, S.-Y., et Dai, B.-Z., 2011. LA-ICP-MS trace element analysis of pyrite from the Xiaoqinling gold district, China: implications for ore genesis; *Ore Geology Reviews*, v. 43, p. 142–153.

ANNEXES

Annexe A – Protocoles analytiques

Annexe A.1 : Protocole analytique SOQ-5

# Méthode	Élément	Unité	L.D.
ME-ICP06	SiO ₂	%	0,01
	Al ₂ O ₃	%	0,01
	Fe ₂ O ₃	%	0,01
	CaO	%	0,01
	MgO	%	0,01
	Na ₂ O	%	0,01
	K ₂ O	%	0,01
	Cr ₂ O ₃	%	0,01
	TiO ₂	%	0,01
	MnO	%	0,01
	P ₂ O ₅	%	0,01
	SrO	%	0,01
	BaO	%	0,01
OA-GRA05	PAF	%	0,01
	Total	%	0,01
C-IR07	C	%	0,01
S-IR08	S	%	0,01
ME-MS81	Ba	ppm	0,5
	Ce	ppm	0,5
	Cr	ppm	10
	Cs	ppm	0,01
	Dy	ppm	0,05
	Er	ppm	0,03
	Eu	ppm	0,03
	Ga	ppm	0,1
	Gd	ppm	0,05
	Ge	ppm	5
	Hf	ppm	0,2
	Ho	ppm	0,01
	La	ppm	0,5
	Lu	ppm	0,01
	Nb	ppm	0,2
	Nd	ppm	0,1
	Pr	ppm	0,03
ME-MS81	Rb	ppm	0,2
	Sm	ppm	0,03
	Sn	ppm	1
	Sr	ppm	0,1
	Ta	ppm	0,1
	Tb	ppm	0,01
	Th	ppm	0,05
	Tm	ppm	0,01
	U	ppm	0,05
	V	ppm	5
	W	ppm	1
Au-AA23	Y	ppm	0,5
	Yb	ppm	0,03
	Zr	ppm	2
Au-AA23	Au	ppm	0,005
ME-MS42	As	ppm	0,1
	Bi	ppm	0,01
	Hg	ppm	0,005
	In	ppm	0,005
	Re	ppm	0,001
	Sb	ppm	0,05
	Se	ppm	0,2
	Te	ppm	0,01
ME-4ACD81	Tl	ppm	0,02
	Ag	ppm	0,5
	Cd	ppm	0,5
	Co	ppm	1
	Cu	ppm	1
	Li	ppm	10
	Mo	ppm	1
	Ni	ppm	1
	Pb	ppm	2
	Sc	ppm	1
	Zn	ppm	2

ME-ICP06 : Fusion au métaborate/tétraborate de lithium et analyse par spectroscopie d'émission atomique avec plasma à couplage inductif (ICP-AES)

OA-GRA05 : Perte au feu (PAF) obtenue par décomposition thermique et analysée par gravimétrie

C-IR07 : CO₂ obtenu par combustion (four à induction LECO), et %C analysé par spectroscopie infrarouge

S-IR08 : %S analysé dans un analyseur LECO par spectroscopie infrarouge

ME-MS81 : Fusion au métaborate/tétraborate de lithium et analyse par spectroscopie de masse avec plasma à couplage inductif (ICP-MS)

Au-AA23 : Au dissout par pyroanalyse et analysé par absorption atomique (AAS)

ME-MS42 : Digestion à l'aqua regia et analyse par spectroscopie de masse (ICP-MS)

ME-4ACD81 : Digestion 4 acides (perchlorique, nitrique, hydrofluorique, et hydrochlorique) et analyse par spectroscopie d'émission atomique avec plasma à couplage inductif (ICP-AES)

Annexe A.2 : Protocole analytique SOQ-5a

# Méthode	Élément	Unité	L.D.								
ME-ICP06	SiO ₂	%	0,01	ME-MS81	Rb	ppm	0,2	ME-MS61L	La	ppm	0,005
	Al ₂ O ₃	%	0,01		Sm	ppm	0,03		Li	ppm	0,2
	Fe ₂ O ₃	%	0,01		Sn	ppm	1		Mg	%	0,01
	CaO	%	0,01		Sr	ppm	0,1		Mn	ppm	0,2
	MgO	%	0,01		Ta	ppm	0,1		Mo	ppm	0,02
	Na ₂ O	%	0,01		Tb	ppm	0,01		Na	%	0,001
	K ₂ O	%	0,01		Th	ppm	0,05		Nb	ppm	0,005
	Cr ₂ O ₃	%	0,01		Tm	ppm	0,01		Ni	ppm	0,08
	TiO ₂	%	0,01		U	ppm	0,05		P	%	0,001
	MnO	%	0,01		V	ppm	5		Pb	ppm	0,01
	P ₂ O ₅	%	0,01		W	ppm	1		Rb	ppm	0,02
OA-GRA05	SrO	%	0,01	Au-AA23	Y	ppm	0,5		Re	ppm	2
	BaO	%	0,01		Yb	ppm	0,03		S	%	0,01
C-IR07	PAF	%	0,01	ME-MS61L	Zr	ppm	2		Sb	ppm	0,02
	Total	%	0,01		Au	ppm	0,005		Sc	ppm	0,01
S-IR08	C	%	0,01	ME-MS81L	Ag	ppm	0,002		Se	ppm	0,2
	S	%	0,01		Al	%	0,01		Sn	ppm	0,02
ME-MS81	Ba	ppm	0,5		As	ppm	0,05		Sr	ppm	0,02
	Ce	ppm	0,5		Ba	ppm	1		Ta	ppm	0,01
	Cr	ppm	10		Be	ppm	0,02		Te	ppm	0,04
	Cs	ppm	0,01		Bi	ppm	0,005		Th	ppm	0,004
	Dy	ppm	0,05		Ca	%	0,01		Ti	%	0,001
	Er	ppm	0,03		Cd	ppm	0,005		Tl	ppm	0,004
	Eu	ppm	0,03		Ce	ppm	0,01		U	ppm	0,01
	Ga	ppm	0,1		Co	ppm	0,005		V	ppm	0,1
	Gd	ppm	0,05		Cr	ppm	0,3		W	ppm	0,008
	Ge	ppm	5		Cs	ppm	0,01		Y	ppm	0,01
	Hf	ppm	0,2		Cu	ppm	0,02		Zn	ppm	0,2
	Ho	ppm	0,01		Fe	%	0,002		Zr	ppm	0,1
	La	ppm	0,5		Ga	ppm	0,05				
	Lu	ppm	0,01		Ge	ppm	0,05				
	Nb	ppm	0,2		Hf	ppm	0,004				
	Nd	ppm	0,1		In	ppm	0,005				
	Pr	ppm	0,03		K	%	0,01				

ME-ICP06 : Fusion au métaborate/tétraborate de lithium et analyse par spectroscopie d'émission atomique avec plasma à couplage inductif (ICP-AES)

OA-GRA05 : Perte au feu (PAF) obtenue par décomposition thermique et analysée par gravimétrie

C-IR07 : CO₂ obtenu par combustion (four à induction LECO), et %C analysé par spectroscopie infrarouge; **S-IR08** : %S analysé dans un analyseur LECO par spectroscopie infrarouge

ME-MS81 : Fusion au métaborate/tétraborate de lithium et analyse par spectroscopie de masse avec plasma à couplage inductif (ICP-MS)

Au-AA23 : Au dissout par pyroanalyse et analysé par absorption atomique (AAS)

ME-MS42 : Digestion à l'aqua regia et analyse par spectroscopie de masse (ICP-MS)

ME-4ACD81 : Digestion 4 acides (perchlorique, nitrique, hydrofluorique, et hydrochlorique) et analyse par spectroscopie d'émission atomique (ICP-AES)

Annexe A.3 : Protocole analytique SOQ-5b

# Méthode	Élément	Unité	L.D.
Au-AA23	Au	ppm	0,005
Au-GRA21	Au	ppm	0,05
ME-XRF15c	Al ₂ O ₃	%	0,01
	Ba	%	0,01
	CaO	%	0,01
	Co	%	0,01
	Cr	%	0,01
	Cu	%	0,01
	Fe	%	0,01
	K ₂ O	%	0,01
	MgO	%	0,01
	Mn	%	0,01
	Mo	%	0,01
	Nb	%	0,01
	Ni	%	0,01
	P	%	0,01
	Pb	%	0,01
	S	%	0,01
	SiO ₂	%	0,01
	TiO ₂	%	0,01
	V	%	0,01
	Zn	%	0,01
Hg-MS42	Hg	ppm	0,005
ME-MS61r	Ag	ppm	0,01
	Al	%	0,01
	As	ppm	0,2
	Ba	ppm	10
	Be	ppm	0,05
	Bi	ppm	0,01
	Ca	%	0,01
	Cd	ppm	0,02
	Ce	ppm	0,01
	Co	ppm	0,1
	Cr	ppm	1
	Cs	ppm	0,05
	Cu	ppm	0,2
	Fe	%	0,01
	Ga	ppm	0,05
	Ge	ppm	0,05
	Hf	ppm	0,1
	In	ppm	0,005
	K	%	0,01
	La	ppm	0,5
	Li	ppm	0,2
ME-MS61r	Mg	%	0,01
	Mn	ppm	5
	Mo	ppm	5
	Na	%	0,01
	Nb	ppm	0,1
	Ni	ppm	0,2
	P	ppm	10
	Pb	ppm	0,5
	Rb	ppm	0,1
	Re	ppm	0,002
	S	%	0,01
	Sb	ppm	0,05
	Sc	ppm	0,1
	Se	ppm	1
	Sn	ppm	0,2
	Sr	ppm	0,2
	Ta	ppm	0,05
	Te	ppm	0,05
	Th	ppm	0,01
	Ti	%	0,005
	Tl	ppm	0,02
	U	ppm	0,1
	V	ppm	1
	W	ppm	0,1
	Y	ppm	0,1
	Zn	ppm	2
	Zr	ppm	0,5
	Dy	ppm	0,05
	Er	ppm	0,03
	Eu	ppm	0,03
	Gd	ppm	0,05
	Ho	ppm	0,01
	Lu	ppm	0,01
	Nd	ppm	0,1
	Pr	ppm	0,03
	Sm	ppm	0,03
	Tb	ppm	0,01
	Tm	ppm	0,01
	Yb	ppm	0,03
Ag-OG62	Ag	ppm	1
Cu-OG62	Cu	%	0,001
Pb-OG62	Pb	%	0,001
Zn-OG62	Zn	%	0,001

Au-AA23/GRA21 : Au dissoud par pyroanalyse et analysé par absorption atomique (AAS) / Finition par gravimétrie pour valeurs > 10 ppm

ME-XRF15c : Fusion au métaborate de lithium et analyse par fluorescence à rayons X (XRF)

ME-MS61r : Digestion 4 acides (perchlorique, nitrique, hydrofluorique, et hydrochlorique) et analyse par spectroscopie de masse (ICP-MS)

OG62 : Digestion 4 acides et analyse par spectroscopie d'émission atomique (ICP-AES) et possible finition par absorption atomique

Annexe A.4 : Protocole analytique SOQ-3

Élément	Unité	L.D. inf.	L.D. Sup.
Ag	ppm	0,01	100
Ag*	ppm	1	1500
Au**	ppm	0,05	1000
Al	%	0,01	50
As	ppm	0,2	10000
Ba	ppm	10	10000
Be	ppm	0,05	1000
Bi	ppm	0,01	10000
Ca	%	0,01	50
Cd	ppm	0,02	1000
Ce	ppm	0,01	500
Co	ppm	0,1	10000
Cr	ppm	1	10000
Cs	ppm	0,05	500
Cu	ppm	0,2	10000
Cu*	%	0,001	40
Fe	%	0,01	50
Ga	ppm	0,05	10000
Ge	ppm	0,05	500
Hf	ppm	0,1	500
In	ppm	0,005	500
K	%	0,01	10
La	ppm	0,5	10000
Li	ppm	0,2	10000
Mg	%	0,01	50
Mn	ppm	5	100
Mo	ppm	0,05	10000

Na	%	0,01	10
Nb	ppm	0,1	500
Ni	ppm	0,2	10000
P	ppm	10	10000
Pb	ppm	0,5	10000
Pb*	%	0,001	20
Rb	ppm	0,1	10000
Re	ppm	0,002	50
S	%	0,01	10
Sb	ppm	0,05	10000
Sc	ppm	0,1	10000
Se	ppm	1	1000
Sn	ppm	0,2	500
Sr	ppm	0,2	10000
Ta	ppm	0,05	100
Te	ppm	0,05	500
Th	ppm	0,2	10000
Ti	%	0,005	10
Tl	ppm	0,02	10000
U	ppm	0,1	10000
V	ppm	1	10000
W	ppm	0,1	10000
Y	ppm	0,1	500
Zn	ppm	2	10000
Zn*	%	0,001	30
Zr	ppm	0,5	500

Tous les éléments : ME-MS61 : Digestion 4 acides et analyse par spectroscopie d'émission atomique (et de masse pour les fortes teneurs) avec plasma à couplage inductif (ICP-AES / ICP-MS)

* : ME-OG62 : pour la valeurs dépassant la L.D. sup. : Digestion 4 acides et analyse par spectroscopie d'absorption atomique avec plasma à couplage inductif (ICP-AAS)

** : Au-AA21-22 : Au est dissous par pyroanalyse et analysé par absorption atomique (AAS). Finition par gravimétrie pour les valeurs hautes

Annexe B – Analyses roche totale (SOQ-5a)

Annexe B.1 : Résultats d'analyses roche totale (SOQ-5a)

#Éch.	# Trou	De	À	Lithologie	Position	Texture	#Lame mince
V425501	1274-13-102	417,45	417,62	V1B	HW	aphyrique	L102_417.7A
V425503	1274-14-220	215,6	215,73	V3B	HW	grf	L220_215.7
V425504	1274-14-220	242,35	242,44	V2J	HW	grf	L220_242.4
V425505	1274-14-220	252,84	252,94	Séd.	HW	grf	L220_252.8A
V425506	1274-14-220	331,6	331,76	V1B	HW	porphyrique	L220_331.5A
V425508	1274-14-220	406,02	406,14	V1B	HW	aphyrique	L220_406.1A
V425509	1274-14-220	492	492,12	QFP	HW	porphyrique	L220_492.2A
V425510	1274-16-231	548,75	548,88	V1B	FW	aphyrique, fragmentaire	L231_548.9A
V425511	1274-17-258	92,45	92,6	V1B	FW	porphyrique	L258_92.5A
V425512	1274-17-259	43,5	43,7	V1B	FW	porphyrique, bréchique	L259_43.6A
V425513	1274-17-259	84	84,13	V1B	FW	aphyrique, laminée	L259_84.1A
V425514	1274-17-259	96,15	96,35	V1B	FW	porphyrique	L259_96.2A
V425515	1274-17-259	137,7	137,85	V1B	FW	porphyrique / aphyrique	L259_137.9A
V425517	1274-17-259	189,04	189,22	V1B	FW	aphyrique	L259_189.1A
V425518	1274-17-259	228,25	228,45	V1B	FW	aphyrique, fluidale	L259_228.3A
V425519	1274-17-259	283	283,22	V1B	FW	aphyrique	L259_283.1A
V425520	1274-17-259	361,1	361,3	V1B	FW	aphyrique, laminée	L259_361.2A
V425521	1274-17-259	412,85	412,95	V1B	FW	aphyrique, laminée	L259_412.9A
V425522	1274-17-259	437,56	437,71	V1B	FW	aphyrique, laminée	L259_437.4A
V425523	1274-17-259	447,66	447,77	V1B	FW	aphyrique, laminée	L259_447.6A
V425524	1274-17-259	458,48	458,62	V1B	HW	aphyrique, bréchique	L259_458.7A
V425526	1274-17-259	488,75	488,88	V1B	HW	aphyrique, vitreuse	L259_488.8A
V425527	1274-17-259	501,56	501,69	V1B	HW	aphyrique	L259_501.7A
V425528	1274-17-259	503,15	503,27	Brèche	HW		L259_503.1A
V425529	1274-17-259	509,85	509,94	Dyke I2	HW	grf	L259_509.9A
V425530	1274-17-259	511,6	511,69	V1TX	HW		L259_511.7A
V425531	1274-17-259	532,7	532,81	Dyke I2	HW	amygdallaire	L259_532.9A
V425532	1274-17-259	557,2	557,29	Dyke I2	HW		L259_557.3A
V425533	1274-17-259	560,06	560,13	I1 QFP	HW	porphyrique	L259_560.2
V425534	1274-17-266	59,3	59,42	I1 QFP	FW	porphyrique	L266_59.3A
V425535	1274-17-266	127	127,1	V2J	FW		L266_127.2A
V425536	1274-17-266	182,37	182,57	I1 QP	FW	porphyrique	L266_182.3A
V425538	1274-17-266	189,85	190,05	I1 FQP	FW	porphyrique	L266_190.0A
V425539	1274-17-266	223,3	223,45	I2 / V2J	FW	porphyrique ?	L266_223.4A
V425540	1274-17-266	235,15	235,25	V1B / I1	FW	porphyrique	L266_235.2A
V425541	1274-17-266	243,8	244	V1B	FW	aphyrique / bréchique	L266_243.9A
V425542	1274-17-266	252,6	252,8	V1B	FW	aphyrique vitreuse	L266_252.7A
V425543	1274-17-266	267,05	267,2	V1B	FW	aphyrique / bréchique	L266_267.2A
V425544	1274-17-266	285,7	285,9	V1D	FW		L266_285.7A
V573467	1274-17-266	311,5	311,7	V1B	FW	aphyrique, vitreuse	L266_311.7A
V573468	1274-17-266	332,15	332,5	V1-2TL	FW		L266_332.5A
V573469	1274-17-266	353,8	354	V1B	FW	porphyrique, intrusif ?	L266_354.1A
V573470	1274-17-266	366,8	367	V1B	FW	porphyrique, intrusif ?	L266_367.0A
V573471	1274-17-266	382,6	382,8	V1B	FW	aphyrique, vitreux	L266_382.5A
V573472	1274-17-266	387,5	387,7	I1 QFP	FW	porphyrique, intrusif ?	L266_387.5A
V573473	1274-17-266	394,1	394,3	V2T	FW		L266_394.1A
V573474	1274-17-266	417,25	417,45	V2T	FW		L266_417.7A
V425546	1274-17-266	418,54	418,63	V2T	FW		L266_418.7A
V425547	1274-17-266	418,8	418,9	I1 QFP	FW	porphyrique, dyke	L266_418.7A
V573475	1274-17-266	433,8	434	V1B	FW	porphyrique	L266_433.7A
V573476	1274-17-266	451,5	451,9	V2T	FW		L266_451.4A
V573477	1274-17-266	481,7	482,1	V1B	FW	aphyrique, vitreux	L266_482.2A
V573478	1274-17-266	510,4	510,8	V1B	FW	aphyrique, fragmentaire	L266_510.3A
V573479	1274-17-266	538	538,4	V1B	FW	aphyrique, fragmentaire	L266_537.9A
V573480	1274-17-266	571,7	572,05	V1B	FW	aphyrique	L266_572.1A
V573481	1274-17-266	603,9	604,3	V1B	FW	aphyrique	L266_604.4A
V573482	1274-17-266	622,13	622,34	V1B	FW	aphyrique	L266_622.1A
V573483	1274-17-266	641,2	641,45	V1B	FW	aphyrique	L266_641.5A
V573484	1274-17-266	657,33	657,58	V1B	FW	aphyrique	L266_657.6A
V573486	1274-17-266	681,6	681,85	V1B	HW	aphyrique	L266_681.5A
V573488	1274-17-266	710,35	710,6	V1B	HW	bréchique	L266_710.3A
V573489	1274-17-266	724,55	724,72	I1 QFP	HW	porphyrique	L266_724.8A

ME-MS81

Ba	Ce	Cr	Cs	Dy	Er	Eu	Ga	Gd	Hf	Ho	La	Lu	Nb	Nd	Pr	Rb	Sm	Sn	Sr	Ta	Tb	Th
ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
650	63,4	40	0,24	6,97	4,76	1,43	10,5	6,98	6,5	1,53	28,6	0,73	13,5	31,1	7,77	96,7	6,58	-1	15,2	0,9	1,09	4,01
56,1	16,2	160	0,04	5,26	3,24	1,14	18,2	4,84	2,5	1,15	5,8	0,52	3,8	11,8	2,38	3,3	3,88	-1	126	0,2	0,88	0,26
71,6	25,2	430	0,08	2,34	1,47	0,81	13	2,74	1,6	0,49	10,9	0,19	2,4	13,7	3,18	3	2,96	-1	181	0,1	0,39	1,31
44,5	7,5	-10	0,59	2,03	1,75	0,2	2,4	1,4	0,4	0,55	4,3	0,31	1,3	3,8	0,88	4,3	0,92	-1	44,2	-0,1	0,28	0,29
320	70,4	30	0,5	5,27	3,38	0,87	14,8	5,75	7,6	1,14	31,9	0,55	13,9	31,5	8,33	21,8	6,22	2	66,1	1	0,91	4,55
178	63,7	20	0,17	7,78	4,94	0,9	11,8	7,71	6,5	1,7	27,8	0,81	14,1	31,5	7,93	6,4	7,46	1	26,7	1	1,26	4,9
329	64,7	20	0,1	4,75	2,99	0,56	13	5,21	4,8	1,02	28,5	0,45	12,3	29,4	7,69	20,2	6,06	2	59,6	1	0,8	5,26
290	53,7	-10	0,24	8,82	6,34	0,44	15,3	8,41	7,8	2,05	20,4	1	17,6	32,2	7,32	45,1	8,21	3	3,2	1,2	1,43	5,64
287	72,4	-10	0,37	4,96	3,21	0,69	14,8	5,48	5,6	1,06	33,9	0,51	13,1	30,9	8,24	61,5	6,1	3	5,3	1,1	0,84	5,83
156	55,8	10	0,21	4,66	3,18	0,64	12,3	5,05	5	1,02	26,1	0,48	9,9	25,2	6,57	46,4	5,45	5	3,8	0,7	0,78	3,84
240	11,1	-10	0,31	7,06	5,58	0,19	16,6	4,16	8,9	1,69	3,9	1,06	18,6	6,7	1,5	55,6	2,54	4	4,3	1,3	0,98	6
255	78,4	10	0,34	4,35	2,68	0,69	13,8	5,22	5,3	0,9	37,9	0,43	11,6	32,4	8,95	56,6	6,16	3	4,9	0,9	0,78	5,27
95,6	46,6	10	0,18	6,81	4,65	0,34	14	6,73	6,3	1,54	17,5	0,76	13,7	27,4	6,37	26,6	6,34	4	4,1	1	1,11	4,35
230	52,6	-10	0,38	9,37	6,66	0,52	19,6	7,93	9,8	2,12	19,5	1,16	20,4	29,9	7,07	46,2	7,47	4	5,6	1,5	1,42	6,61
857	113	-10	0,51	12,6	8,41	1,24	19,5	12,4	9,8	2,8	51,2	1,37	21,9	53,6	13,8	41,7	12,6	3	72,4	1,5	2,04	6,94
108	32,2	10	0,43	9,83	6,16	0,7	18	9,46	7,8	2,21	11,4	1	17,4	26,2	5,11	42,7	8,04	5	9,1	1,1	1,64	5,68
187	94,9	10	0,67	12,1	7,13	1,11	19,3	12,2	9,8	2,64	34,1	1,13	21,3	52,8	12,8	60,6	11,3	3	13	1,4	1,84	6,57
410	86,4	-10	0,83	11	6,82	0,73	16,2	10,1	10,5	2,42	33,4	1,12	20,8	42,7	11	79,5	10,9	1	16,2	1,4	1,69	6,59
410	62,4	-10	0,47	6,55	4,57	0,56	15,7	5,07	13	1,43	22,6	1	26,6	28,3	7,67	76,4	6,44	1	8,7	1,8	1	8,3
290	29,7	10	1,26	3,73	2,45	0,39	13,7	3,2	6,7	0,83	10,8	0,46	13,6	14,1	3,62	63,5	3,45	3	4,1	0,9	0,55	4,28
373	45,5	30	0,13	1,51	1,12	0,53	8,7	1,46	5,3	0,34	19,1	0,24	11	16,1	4,87	49	2,55	-1	18,5	0,8	0,22	3,54
425	40,5	60	0,2	3,03	2,4	0,74	10,2	2,48	7,7	0,7	14,7	0,65	14,3	17,3	4,84	75,9	3,6	-1	19,3	1	0,42	4,68
76,6	86,3	10	0,27	6,44	3,2	1,32	14,9	7,57	7,1	1,24	38,4	0,41	14	39,9	10,4	39	9,03	1	16,7	1	1,11	4,56
215	210	-10	0,84	16,7	9,36	2,3	24,7	18,6	10,6	3,4	91,1	1,49	24,6	96,2	25,4	132	21,7	4	8,7	2	2,88	10,5
90,1	18,2	1360	1,7	1,86	1,02	0,96	10,7	2,18	1,1	0,39	8,1	0,16	1,7	10,1	2,46	47,2	2,39	-1	237	0,1	0,32	0,73
169	57,4	10	1,48	3,12	1,09	1,57	10,6	3,84	4,6	0,51	23	0,1	9,4	23	6,64	67,3	4,54	1	14	0,7	0,57	3,72
147	24,2	80	0,61	2,39	1,29	0,84	16,1	2,58	2,9	0,49	10,8	0,18	5,7	12,1	3,05	43,5	2,82	-1	94,8	0,3	0,41	0,98
792	26,6	90	4,98	3,1	1,96	0,87	18,9	3,03	3,2	0,68	11,9	0,28	6,1	13,7	3,39	232	3,19	1	53,1	0,4	0,49	1,01
553	69,4	30	1,02	4,58	2,93	0,54	10,4	4,86	5	0,99	32,4	0,51	11,4	28,4	8,09	112	5,96	1	33,3	1	0,76	5,68
552	42,3	-10	1,08	4,62	2,9	0,3	17,2	4,5	3,6	1,01	18,5	0,45	10	18,6	5,05	56	4,77	4	51,9	1,2	0,74	7,14
8,5	23,3	130	0,02	2,21	1,28	0,67	16	2,36	2,9	0,5	10,9	0,22	4,6	10,6	2,78	0,4	2,49	1	139	0,3	0,35	1,41
41,6	22,6	70	0,03	2,51	1,5	0,65	14,9	2,5	2,6	0,57	10,7	0,25	3,8	10,5	2,7	1	2,5	-1	314	0,3	0,38	1,66
271	11,2	50	0,61	1,29	0,76	0,39	22,6	1,34	2,4	0,27	4,6	0,11	3,2	6,3	1,43	24,3	1,56	-1	268	0,2	0,21	0,63
82,2	18,2	120	0,19	1,98	1,14	0,64	17,3	1,94	2,4	0,45	8,7	0,2	3,1	8,5	2,21	5,7	1,98	-1	88,9	0,2	0,31	1,17
441	57	-10	0,65	5,9	3,3	0,71	11,4	5,53	5,2	1,27	26,6	0,51	10,9	25	6,8	32,4	5,54	2	113	0,8	0,9	4,48
232	25,2	290	0,54	2,66	1,57	0,67	14,3	2,64	2,9	0,56	11,5	0,23	4,7	11,4	3,11	27,1	2,71	-1	50,7	0,3	0,44	1,4
481	51,5	10	0,89	4,23	2,54	1,1	17	4,45	6,4	0,88	23,8	0,41	10,6	22,8	5,99	50,7	4,84	2	52,3	0,8	0,67	3,65
291	51,2	-10	0,67	3,49	2,08	1,06	16,7	4,07	6,3	0,74	23,5	0,29	10,5	22,7	6,05	35,9	4,77	2	36,8	0,8	0,64	3,46
401	95,4	-10	0,45	10,1	6,11	1,07	15,4	9,85	8,1	2,16	42,6	1,04	20,8	45,2	11,8	30,7	10,8	3	47	1,5	1,61	7,19
497	114	20	0,51	12,7	8,22	1,47	19,7	12,5	9,7	2,56	50,5	1,24	21	55	13,6	35,2	12,2	4	37,1	1,7	1,98	7,77
387	37	30	0,5	3,82	2,25	1,12	16,8	3,93	4	0,74	16,2	0,32	7,1	18,5	4,46	36,4	3,92	1	49,9	0,7	0,6	1,86
658	76,5	10	0,43	5,79	3,49	0,63	13,7	5,96	5	1,16	35,2	0,55	12,5	33,2	8,68	45,4	6,37	2	10,2	1	0,98	5,75
951	71,1	10	0,65	6,33	3,99	0,9	14,7	5,57	5,5	1,31	33,2	0,64	11,9	31,1	8,14	52,3	6,64	2	48	1,1	0,96	6,18
1165	85,2	10	0,71	11,4	7,63	1,14	16,4	10,3	7,8	2,37	38,7	1,13	17,7	38,9	10	53,1	9,08	4	16,5	1,3	1,81	6,58
1435	96,5	10	0,86	7,46	4,79	0,56	16,6	7,73	5,7	1,56	43,8	0,78	16,2	42,1	11,1	54,8	8,38	3	27,2	1,4	1,3	8,06
898	31,3	40	0,86	2,62	1,44	0,88	16,3	2,77	3,1	0,52	14,4	0,2	6,7	14,8	3,68	53,2	2,91	1	65,4	0,4	0,4	1,43
557	22,8	140	0,46	3,11	2,05	0,84	15,2	2,8	2,5	0,61	10,1	0,26	4,8	12,3	2,82	31,9	2,76	1	65,4	0,3	0,48	0,97
672	26,8	80	0,49	3,23	1,85	0,74	17,2	3,3	2,6	0,67	11,7	0,25	5,2	13,2	3,35	37,7	3,41	1	40,4	0,3	0,5	0,96
399	72,6	10	0,25	5,15	3,17	0,8	12,7	5,56	5,7	1,08	34,8	0,57	12,6	32,9	8,65	22,9	6,49	2	51,2	1	0,95	6,31
868	54,8	10	0,52	7,19	5,12	0,39	15,8	5,88	6,4	1,61	23,6	0,8	16,3	25,9	6,38	58,6	5,78	4	5,9	1,4	1,09	7,4
974	29,4	30	0,36	3,48	2,23	0,54	16,2	3,51	3	0,73	13,1	0,29	6,1	14,4	3,52	36,1	3,29	7	9,9	0,4	0,57	1,63
516	99,3	10	0,32	10,5	6,2	0,54	17,6	9,83	8,4	2,11	45,1	1	17,6	48,2	11,9	52,1	10,8	5	3,6	1,4	1,62	6,57
180	54,4	30	0,2	10,4	6,45	0,45	15,2	9,39	7	2,02	19,7	1	16,1	32,7	7,33	45,5	9	7	4,3	1,3	1,62	6,02
371	39,8	10	0,33	10,5	6,52	0,65	17,1	9,41	8,4	2,17	13	1,05	18,9	31,2	6,22	47,5	9,41	4	4,6	1,4	1,67	7,22
282	35	10	0,36	9,81	6,2	0,63	15,3	8,71	8,2	1,97	11,7	0,99	17,2	27,2	5,52	40,9	8,18	4	9,8	1,3	1,52	6,42
152	39,6	10	0,43	9,7	6,23	0,64	15,4	8,8	7,8	1,96	10,8	0,97	15,9	32,2	6,59	36,7	8,62	2	19,2	1,2	1,49	5,78
359	130	10	0,63	12,3	7,73	1,11	18,1	12,3	10,1	2,47	43,2	1,16	18,9	64,2	16,3	57,5	13,5	4	39,5	1,4	2,02	6,9
735	92,3	10	0,87	10,7	6,59	0,67	12,7	10,2	8,6	2,14	43,5	0,95	17	44,1	10,8	66,9	10,4	1	61,4	1,3	1,7	5,82
438	45	10	0,3	5,57	4,11	0,54	13,6	4,42	7,2	1,23	21,2	0,67	14,3	21,2	5,18	39,9	4,54	1	42	1,1	0,86	4,68
367	44,9	30	0,19	2,86	2,07	1,04	12,7	2,8	7,8	0,63	17,1	0,38	14,8	20,7	5,53	65,6	4,25	-1	26,1	1,2	0,44	5,46

ME-ICP06																					
Tm	U	V	W	Y	Yb	Zr	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	SrO	BaO	LOI	Total
ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
0.75	1.04	-5	1	41,5	4,66	196	82	8,09	2,17	0,11	0,02	0,33	6,57	0,01	0,07	0,01	-0	-0	0,07	1,11	100,56
0.52	0.91	317	-1	30,3	3,15	84	45,2	14	13,3	9,09	6,39	2,1	0,2	0,02	1,39	0,18	0,12	0,01	0,01	2,89	94,9
0.21	0.39	216	-1	12,9	1,33	59	49,3	13,5	10,5	8,78	7,97	4,17	0,24	0,06	0,55	0,19	0,21	0,02	0,01	3,66	99,11
0.29	0.21	-5	-1	19	1,86	16	4,78	0,69	50,5	5,41	5,09	0,06	0,14	-0	0,01	2,41	0,02	-0	0,01	29,8	98,92
0.56	1,15	6	3	29,6	3,29	253	76,3	11,2	1,89	1,24	0,22	4,94	1,1	-0	0,21	0,06	0,04	0,01	0,04	1,89	99,09
0.81	0.96	-5	-1	45,6	5,14	190	85,8	7,4	0,72	0,25	0,07	4,02	0,3	-0	0,06	0,02	0,01	-0	0,02	0,43	99,1
0.47	1,25	-5	1	27,5	2,9	137	79	10,6	0,48	0,9	0,03	4,74	1,57	-0	0,13	0,01	0,03	0,01	0,04	0,95	98,49
0.99	1,33	-5	2	56	6,44	215	79,1	10,1	3,77	0,02	1,88	0,12	2,41	-0	0,09	0,08	-0	-0	0,04	2,11	99,67
0.49	1,38	5	1	27,9	3,26	163	77,6	11,8	3,61	0,05	1,79	0,09	3,08	-0	0,15	0,05	0,03	-0	0,03	2,26	100,49
0.45	0,91	18	2	28,3	3,04	168	76,7	10,1	7,53	0,02	1,29	0,06	2,17	-0	0,17	0,09	0,02	-0	0,02	2,15	100,27
0.95	1,56	-5	2	46,8	6,4	238	76,9	10,6	4,64	0,01	1,56	0,07	2,69	-0	0,08	0,06	0,01	-0	0,03	2,14	98,79
0.39	1,18	5	1	23,1	2,6	156	78,3	11,5	3,57	0,05	1,78	0,11	2,97	-0	0,15	0,05	0,02	-0	0,03	2,19	100,72
0.74	1,1	-5	2	37,5	4,57	171	77,5	7,51	6,57	0,2	2,19	0,07	1,25	-0	0,06	0,1	0,01	-0	0,01	2,66	98,13
1,09	1,94	-5	4	52,3	7,27	265	75,1	11,3	5,15	0,01	1,88	0,08	2,71	-0	0,08	0,08	0,02	-0	0,03	2,39	98,78
1,28	1,71	-5	1	75,6	8,19	275	76,6	11,4	2,78	0,71	1,1	2,78	2,09	-0	0,08	0,1	0,02	0,01	0,1	2,47	100,19
0.96	1,29	-5	4	51,2	6,63	231	82,1	9,02	4,41	0,02	1,49	0,09	2,11	-0	0,07	0,08	-0	-0	0,01	1,96	101,36
1,12	1,55	-5	2	69,9	7,45	311	75,1	11,5	3,99	0,01	2,13	0,09	3,12	-0	0,09	0,07	-0	-0	0,02	2,74	98,86
1,13	1,71	-5	2	60,4	7,29	337	77,8	11,4	3,73	0,01	0,73	0,06	4,07	-0	0,09	0,01	-0	-0	0,05	3,14	101,04
0.83	2,14	-5	1	27,4	5,8	420	73,9	15,7	3,18	0,01	0,39	0,09	5,09	-0	0,13	0,01	-0	-0	0,05	3,27	101,77
0.43	0.96	-5	1	18,8	2,97	223	83,3	7,4	4,33	0,02	0,81	0,02	2,86	-0	0,06	0,02	0,01	-0	0,03	2,28	101,14
0.22	0.86	-5	2	8,3	1,57	167	82,8	7,09	2,59	0,06	0,02	0,95	4,85	0,01	0,06	0,01	-0	-0	0,04	1,27	99,75
0.5	1,11	-5	3	15,1	3,75	250	83,3	8,74	1,24	0,17	0,03	1,28	5,76	0,01	0,07	0,01	0,01	-0	0,05	0,45	101,12
0.46	0.96	-5	1	26,3	2,88	225	85,7	8,92	0,66	0,03	0,35	2,8	1,68	-0	0,07	0,01	0,01	-0	0,01	0,68	100,92
1,46	2,22	12	3	80,2	9,81	320	68,7	17,6	4,01	0,01	1,07	0,44	6,1	-0	0,18	0,01	0,02	-0	0,02	3,87	101,98
0.15	0,21	170	3	9,5	0,96	38	42,1	10,7	9,22	9,43	10,9	0,07	2,03	0,2	0,43	0,16	0,02	0,03	0,01	16,3	101,65
0.14	0.76	8	4	11,1	0,79	141	61,8	16,2	6,97	0,47	1,72	0,12	6,03	-0	0,21	0,02	0,01	-0	0,04	5,65	99,24
0.2	0.28	113	2	13	1,19	117	58,2	15,5	6,36	5,1	0,9	3,57	2,03	0,01	0,63	0,21	0,15	-0	0,02	5,51	98,14
0.27	0.26	143	1	17,9	1,77	135	59,2	18,1	6,13	1,33	1,19	0,42	11,1	0,01	0,71	0,18	0,18	-0	0,09	2,68	101,27
0.5	1,28	6	-1	25,1	3,33	156	76,9	10,7	1,74	0,67	0,22	0,47	8,5	0,01	0,13	0,05	0,02	-0	0,06	0,89	100,36
0.48	1,63	6	1	27,1	2,93	77	76,2	14,1	1,42	0,23	0,68	4,39	2,58	-0	0,04	0,01	0,01	0,01	0,06	1,42	101,15
0.2	0.34	118	1	12,4	1,37	117	56,9	15,5	7,44	3,33	4,14	6,56	0,02	0,02	0,56	0,13	0,11	0,02	-0	4,68	99,36
0.24	0.33	158	-1	13,9	1,51	106	53,8	16,4	9,55	4,35	4,25	5,64	0,06	0,01	0,63	0,18	0,09	0,03	0,01	5,13	100,13
0.11	0.28	87	1	6,8	0,73	89	62,8	15,5	4,47	4,64	2,11	5,15	1,37	0,01	0,44	0,06	0,12	0,03	0,03	4,81	101,49
0.21	0.3	160	-1	11,3	1,28	96	55,3	15,3	7,9	2,79	6,63	4,71	0,38	0,02	0,58	0,13	0,08	-0	0,01	6,45	100,23
0.5	0.64	-5	-1	32	3,28	174	65,3	9,68	1,66	10,8	0,57	1,86	2,14	-0	0,09	0,21	-0	0,01	0,05	9,55	101,92
0.24	0.32	85	1	15	1,52	116	56,4	14,1	7,19	4,41	5,94	1,71	1,73	0,04	0,46	0,17	0,1	0,01	0,03	7,08	99,32
0.42	1,25	34	1	23,1	2,6	262	70,2	13,2	4,37	3,31	0,93	2,16	2,85	-0	0,6	0,08	0,15	-0	0,05	4,05	101,95
0.33	0.85	21	1	19,3	1,99	259	71,8	14,1	2,69	2,47	0,96	3,71	2,22	-0	0,64	0,05	0,19	-0	0,03	3,14	101,95
0.99	1,02	-5	1	53,4	6,96	225	74,1	11	1,94	3,03	1,44	3,16	1,87	-0	0,08	0,1	0,01	-0	0,04	4,85	101,57
1,21	1,76	-5	1	71,2	8,15	269	79,2	12,1	2,05	0,34	0,38	3,57	2,03	-0	0,09	0,01	-0	-0	0,05	1,27	101,04
0.31	0,47	123	1	20,8	2,21	151	60,4	13,3	8,15	2,76	3,53	1,38	2,15	-0	0,92	0,16	0,19	-0	0,04	5,11	98,09
0.51	1,16	-5	1	31,2	3,61	136	78,6	10,7	2,9	0,1	1,8	0,09	2,85	-0	0,09	0,04	0,01	-0	0,07	2,26	99,51
0.61	1,48	6	1	36,7	3,93	163	73,8	11,1	2,75	2,21	1,47	1,18	3,07	-0	0,13	0,12	0,02	-0	0,1	4,56	100,51
1,14	1,65	-5	1	67,7	7,32	212	77,1	10,9	3,23	0,29	1,42	0,15	3,33	-0	0,08	0,07	-0	-0	0,13	2,34	98,99
0.73	2,11	-5	1	43,2	5,02	146	78,3	12,4	1,71	0,29	0,83	1,61	3,47	-0	0,09	0,04	-0	-0	0,16	1,88	100,73
0.21	0.37	107	1	14	1,33	126	60,4	14,9	5,78	2,58	3,1	2,35	3,31	0,01	0,65	0,16	0,19	0,01	0,1	5,76	99,3
0.28	0.28	145	1	16,8	1,65	99	51,9	13,8	9,23	3,51	7,13	1,75	1,81	0,02	0,7	0,34	0,14	0,01	0,06	8,5	98,85
0.3	0.47	167	1	17,9	1,92	105	55,3	16,1	7,81	1,8	6,32	2,57	2,48	0,01	0,8	0,18	0,14	0,01	0,08	5,69	99,29
0.52	1,39	9	-1	29,3	3,53	171	74,4	12,2	1,6	1,06	1,35	4,72	1,38	-0	0,15	0,07	0,03	-0	0,05	2,32	99,33
0.82	1,78	-5	2	43,3	5,19	162	80,5	11,2	2,57	0,02	1,57	0,06	3,55	-0	0,08	0,03	-0	-0	0,1	2,05	101,73
0.3	0.39	116	3	21,3	2,04	123	60,1	13,6	14	0,23	4,02	0,04	2,13	-0	0,7	0,2	0,16	-0	0,11	3,79	99,03
1	1,5	-5	2	55,6	6,72	231	77,1	10,7	4,4	0,03	1,44	0,05	2,87	-0	0,08	0,06	-0	-0	0,06	2,16	98,95
0.94	1,42	-5	4	54	6,13	200	78,2	9,85	6,04	0,32	1,64	0,05	2,16	-0	0,08	0,09	-0	-0	0,02	2,48	100,93
1,02	1,48	-5	3	55,1	7,17	231	77,8	11	4,19	0,01	2	0,05	2,85	-0	0,08	0,08	-0	-0	0,04	2,33	100,38
0.91	1,38	-5	4	50,9	6,52	223	78,6	9,96	6,02	0,14	1,96	0,05	2,25	-0	0,07	0,11	-0	-0	0,03	2,43	101,62
0.93	1,27	-5	2	51,7	6,3	214	80,9	9,25	4,17	0,01	1,85	0,08	2,09	-0	0,07	0,06	-0	-0	0,02	2,07	100,57
1,14	1,55	-5	2	69	7,36	300	78	11,8	3,58	-0	2,43	0,08	3,03	-0	0,09	0,06	-0	-0	0,04	2,51	101,57
0.96	1,39	-5	1	60,8	6,25	261	79,5	9,57	2,17	0,76	1,55	0,47	3,27	-0	0,08	0,06	-0	0,01	0,08	2,88	100,4
0.64	1,2	-5	1	31,1	4,48	221	81,3	8,81	2,75	0,42	0,35	1,62	2,09	-0	0,07	0,02	-0	-0	0,05	2,22	99,7
0.35	1,08	-5	1	14,2	2,49	237	80,9	9,87	1,18	0,31	0,05	2,12	5,13	-0	0,08	0,01	-0	-0	0,04	0,76	100,45
1,1	1,7	-5	1	63,1	7,3	253	78,5	11,7	1,96	0,4	0,85	0,29	4,69	-0	0,09	0,03	-0	-0	0,04	2,2	100,7
0.3	1,29	6	1	20,7	2,22	135	81	9,38	2,24	1,41	0,34	3,42	1,31	-0	0,11	0,05	0,01	0,01	0,02	1,78	101,08

ME-MS61L

Ag	Al	As	Ba	Be	Bi	Ca	Cd	Ce	Co	Cr	Cs	Cu	Fe	Ga	Ge	Hf	In	K	La	Li
ppm	%	ppm	ppm	ppm	ppm	%	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	%	ppm	ppm	ppm	ppm	%	ppm	ppm
0,424	4,29	121	640	1,08	0,02	0,09	0,329	67,8	1,06	39,4	0,27	4,15	1,57	12	0,19	6,29	0,02	5,68	29,5	0,8
1,055	7,9	2,64	40	0,53	0,02	6,81	3,92	18,1	48,3	142	0,06	84,4	9,67	22,8	0,16	1,09	0,37	0,19	6,32	16,3
0,014	7,44	4,38	67	1,18	0,02	6,36	0,083	26,3	44,7	313	0,12	16,5	7,37	15	0,14	1,22	0,04	0,21	11,2	17,6
0,204	0,37	0,35	35	0,09	0,02	3,73	0,058	8,74	3,33	3,1	0,64	4,98	34,9	1,71	0,31	0,53	0,03	0,11	4,8	1,2
0,057	5,94	0,76	318	0,96	0,03	0,94	0,065	68	0,8	14,8	0,53	7,67	1,28	15,3	0,15	5,53	0,05	0,91	29,6	4,3
0,232	4,05	3,53	163	0,99	0,01	0,18	0,126	59	0,95	33,9	0,19	6,61	0,7	12,3	0,12	6,46	0,06	0,26	24,5	1,7
0,067	5,43	1,02	349	1	0,02	0,66	0,068	67,3	1,53	16,9	0,16	5,81	0,35	14,2	0,12	4,34	0,03	1,3	28,1	1,1
0,014	5,4	0,37	318	1,22	0,2	0,01	-0,01	58,8	5,15	7,1	0,3	3,8	2,71	17,4	0,15	8,45	0,2	2,07	21,2	12,9
0,017	6,52	1,58	315	1,25	0,6	0,03	0,005	73,8	5,06	9	0,42	2,55	2,65	16,3	0,14	4,71	0,08	2,73	33,7	10,4
4,21	5,62	15,7	171	0,68	11,6	0,02	5,71	60,8	15,7	15,8	0,28	2220	5,36	14,2	0,16	4,59	0,67	1,9	27,3	12,9
0,105	5,58	0,27	236	0,78	0,08	0,01	0,008	10,3	4,49	3,3	0,31	454	3,21	16,1	0,08	7,71	0,2	2,19	3,57	11,8
0,038	5,98	2,22	287	1,05	0,38	0,04	0,014	82,8	5,55	7,7	0,4	83,9	2,52	14,8	0,13	4,35	0,09	2,52	38,8	10,1
0,143	4,42	0,18	112	0,72	0,09	0,16	-0,01	53,2	10,5	11,1	0,24	637	4,98	15,6	0,17	6,49	0,12	1,14	19,2	16,5
0,064	6,41	5,87	262	1,08	0,18	0,01	-0,01	59,1	9,5	4,8	0,43	247	3,85	22	0,18	10,2	0,18	2,42	21,1	17,4
0,006	5,97	0,11	870	0,84	0,01	0,53	0,068	105	0,59	2,7	0,48	20,5	1,91	18,9	0,17	9,19	0,12	1,7	47,3	5,6
0,003	5,06	4,73	114	0,84	0,08	0,01	0,014	36,5	8,21	7,1	0,46	4,79	3,19	18,2	0,16	8,02	0,06	1,86	12	18,6
0,227	6,17	8,58	194	1,76	0,09	0,01	5,98	99,6	0,93	4,7	0,61	28,2	2,77	19,4	0,21	8,88	0,1	2,6	33,9	15,6
0,335	6,06	17,2	407	1,17	0,03	0,01	4,07	82,3	0,1	3,8	0,86	10,4	2,66	16,9	0,15	8,18	0,1	3,42	31,1	13,3
0,519	8,29	7,5	429	1,35	0,02	0,01	0,867	65	1,82	3	0,5	3,04	2,08	17,2	0,12	11,8	0,07	4,29	22,7	6,1
2,57	3,89	83	281	0,74	0,01	0,01	9,29	29,2	11,5	5,2	1,23	48,7	3,01	13,6	0,1	5,64	0,18	2,34	10,4	20,8
4,56	3,68	38,5	393	0,57	0,02	0,04	20,2	51,3	17,2	37,1	0,13	17,9	1,8	10,1	0,12	5,48	0,05	3,95	20,6	1
0,369	4,46	12,7	412	0,41	0,01	0,13	0,094	39,9	1,43	24,3	0,23	4,54	0,69	10	0,06	6,25	0,01	4,6	13,9	0,9
0,746	4,7	2,6	81	0,59	0,01	0,03	0,114	87,6	0,51	8,3	0,3	3,98	0,43	14,9	0,09	6,05	0,05	1,39	39,7	19,8
0,61	8,41	22,6	216	1,52	0,15	0,01	0,128	196	3,43	7,4	0,82	14,1	2,57	24,5	0,19	10,7	0,11	4,99	86,4	42,1
0,061	5,58	296	86	0,36	0,01	6,57	0,035	14,9	44,3	890	1,65	18,4	6,08	9,78	0,06	0,97	0,03	1,67	6,54	45,5
1,085	8,31	62,5	339	0,82	0,09	0,34	14,55	101	8,81	15,4	2,93	7,42	4,89	20,8	0,12	8,04	0,08	5,07	39,9	70,4
0,024	8,33	8,21	153	0,58	0,01	3,84	0,17	20,8	6,59	65	0,61	61,5	4,46	15,3	0,07	2,85	0,03	1,76	8,89	11,4
0,473	9,26	0,59	770	1,76	0,01	0,97	0,096	22,4	5,64	75,9	4,77	54,1	4,12	18,4	0,07	3,2	0,05	5,14	9,28	34,1
0,075	5,38	2,14	530	0,34	0,02	0,5	0,038	68,4	2,31	22,8	0,99	4,77	1,18	10,1	0,08	3,85	0,03	5,31	30,6	3,9
0,024	7,05	0,18	520	1,28	0,01	0,17	-0,01	40,8	1,39	4,7	1,08	0,95	0,97	17,5	0,07	3,75	0,02	2,07	17	11,5
0,014	7,59	0,48	10	0,55	0,02	2,31	0,04	21,2	25,1	111	0,01	32,6	4,92	15,7	0,07	2,73	0,04	0,03	10,1	26,6
0,143	8,12	0,69	36	0,33	0,02	3,04	0,081	14,5	27,6	58,9	0,03	66,1	6,36	14,4	0,07	2,06	0,03	0,05	6,35	29,5
0,043	7,79	0,62	266	1,02	0,09	3,38	0,122	9,9	15,4	46,3	0,62	23,7	3,01	22	0,06	2,09	0,03	1,13	4,15	13,5
0,194	7,76	0,38	84	0,27	0,04	1,94	0,037	14,7	31,4	96,2	0,14	215	5,28	17,5	0,07	2,3	0,05	0,3	6,58	37,8
0,09	5,08	0,24	430	0,52	0,13	7,73	0,058	56,9	1,3	4,6	0,62	15,9	1,13	11,2	0,08	4,26	0,09	1,82	25,9	2,3
0,014	7,09	0,26	242	0,46	0,01	3,13	0,094	22,1	29,2	233	0,57	1,12	4,94	15,4	0,06	2,97	0,03	1,44	9,7	34,1
0,014	6,9	0,32	460	0,86	0,02	2,43	0,054	47,7	6,62	8,5	0,86	7,64	3	16,7	0,09	6,23	0,04	2,42	20,9	6,7
0,28	7,06	0,27	289	0,78	0,32	1,76	0,035	45,9	2,76	3,7	0,65	58,6	1,79	16,6	0,08	6,31	0,04	1,82	20	9,7
0,109	5,59	0,41	384	0,7	0,06	2,19	0,055	87	1,23	3,4	0,48	266	1,33	15,3	0,11	7,96	0,12	1,54	38,3	1
0,008	6,46	0,46	500	1,49	0,02	0,28	-0,01	114	0,19	4,8	0,61	13,3	1,42	22,7	0,23	9,87	0,12	1,74	52,8	4,1
0,103	7,37	1,09	412	1,18	0,23	2,01	0,052	38,5	22,2	20,1	0,61	128	5,71	19,9	0,19	4,34	0,07	1,9	16,7	31
0,009	5,67	0,12	680	0,9	0,08	0,08	-0,01	76,5	4,16	3,9	0,5	1,06	2,02	16	0,17	5,19	0,06	2,41	36,8	12,5
0,043	5,83	1,4	920	0,96	0,09	1,59	0,273	67,7	4,1	9,1	0,69	52	1,92	17,1	0,17	4,49	0,05	2,62	32,4	7,3
0,035	6,1	0,17	1250	1,2	0,51	0,24	0,012	89,8	4,11	5,5	0,84	3,02	2,4	19,7	0,2	8,37	0,09	3,02	43,1	19,6
0,031	6,69	0,17	1500	1,14	0,09	0,24	-0,01	95	1,48	16,3	1,04	3,65	1,24	18,8	0,17	5,9	0,04	3,02	45,7	11,3
0,03	7,76	0,15	920	0,95	0,14	1,81	0,047	30,8	20,4	33,2	0,96	2,28	3,9	18,9	0,17	3,38	0,05	2,81	13,2	20,2
0,027	7,6	0,25	580	0,72	0,05	2,48	0,253	26,8	34,5	102	0,51	24,7	6,48	17,6	0,2	2,56	0,04	1,61	11,3	30
0,008	7,39	0,26	720	0,72	0,01	1,23	0,051	16,9	27,2	71,3	0,47	5,52	5,23	18,7	0,07	2,7	0,05	1,94	6,77	21,3
0,014	6,35	0,13	420	0,64	0,01	0,8	0,028	81,6	3,18	10,4	0,3	1,8	1,2	12,7	0,08	4,64	0,03	1,18	38,7	3,8
0,028	6	0,17	880	1,05	0,05	0,02	-0,01	56,1	5,77	8,6	0,66	1,06	1,82	17,7	0,16	6,26	0,05	3,03	25,2	10,5
0,013	7,41	0,19	1030	0,63	0,1	0,18	-0,01	23,4	30,4	22,3	0,41	42,5	9,71	19	0,2	3,44	0,39	1,89	9,28	27,1
0,458	6,02	0,15	570	1	0,3	0,03	1,44	113	2,63	2,6	0,38	1300	3,17	21,3	0,25	9,08	0,33	2,57	54	10,3
0,031	5,24	0,43	176	0,8	0,08	0,23	-0,01	53,8	9,82	4,6	0,27	28,4	4,08	16,9	0,17	7,41	0,28	1,82	19,5	10,3
0,022	5,81	0,21	380	1,05	0,09	0,01	0,005	38,9	4,04	4,2	0,39	107	2,9	18,8	0,16	8,38	0,14	2,4	11,9	14,3
0,046	5,58	0,18	298	0,85	0,03	0,11	0,013	38,4	6,33	3,9	0,47	134	4,33	18,3	0,18	8,38	0,3	2,01	12,5	18,3
0,075	4,8	3,34	148	1,12	0,06	0,01	-0,01	40,1	3,49	5,9	0,48	45,7	2,8	16,7	0,17	6,6	0,04	1,75	10,7	17,3
0,034	6,25	0,21	370	1,88	0,02	0,02	7,73	123	0,57	3,1	0,69	8,63	2,52	20,2	0,21	8,38	0,11	2,6	42,3	18,4
0,204	5,21	4,27	760	1,45	0,27	0,57	0,528	92,3	0,09	3,4	1,05	1,91	1,55	14,4	0,19	8,03	0,04	2,86	44,8	21,5
1,1	4,64	17,8	390	0,82	0,02	0,32	0,928	46,6	1,95	5,4	0,37	6,95	1,86	15,2	0,14	6,59	0,06	1,75	23,3	8,3
0,335	5	7,34	356	0,49	0,02	0,24	0,207	43,3	0,95	21,5	0,23	8,37	0,8	13,1	0,13	7,07	0,03	4,28	16,2	1,9
0,146	6,2	0,35	331	3,11	0,1	0,31	0,252	111	0,55	5,2	1,52	5,13	1,37	22,3	0,24	10,1	0,11	4	51,6	51,1
0,026	4,98	0,11	202	0,7	0,02	1,07	0,01	64,2	3,51	10,1	1,26	3,03	1,54	12,3	0,17	3,93	0,02	1,1	30,2	12,2

Mg	Mn	Mo	Na	Nb	Ni	P	Pb	Rb	Re	S	Sb	Sc	Se	Sn	Sr	Ta	Te
%	ppm	ppm	%	ppm	ppm	%	ppm	ppm	ppm	%	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
0,01	69,4	2,95	0,22	14,1	8,51	0	14,9	110	-0	1,51	0,93	1,01	-0,2	0,64	14,7	0,95	0,04
4,06	1410	0,36	1,7	4,37	96,7	0,06	5,4	4,06	0	0,14	0,35	43,9	1	0,88	153	0,27	0,04
5,28	1505	4,71	3,25	2,68	104	0,1	1,95	3,44	0,01	0,01	0,18	36,9	0,4	0,63	206	0,14	0,06
3,15	18400	0,48	0,04	1,24	7,13	0,01	8,86	4,71	-0	1,15	0,11	0,74	0,3	0,18	45,8	0,07	-0,04
0,13	484	1,02	3,68	13,6	2,31	0,02	2,17	22,7	-0	0,02	0,12	5,1	0,3	2,25	67,6	0,96	-0,04
0,04	178	1,97	3,09	13	5,54	0	2,32	6,14	-0	0,02	0,57	0,75	0,3	0,94	23,3	0,98	0,04
0,02	80,3	1,44	3,52	11,2	3,53	0,01	3,78	21,4	-0	0,03	0,11	1,45	-0,2	1,84	62,3	0,99	0,04
1,12	564	2,28	0,05	16,5	2,53	0	1,97	49,8	-0	0,01	0,1	1,76	0,4	3,76	3,6	1,18	-0,04
1,08	416	3,13	0,07	9,41	1,98	0,01	1,77	65,8	-0	0,01	0,1	3,87	-0,2	3,83	5,97	0,76	-0,04
0,77	763	2,33	0,04	10,1	7,15	0,01	7,26	51,7	-0	0,39	0,16	7,14	2,4	5,41	4,42	0,74	0,04
0,95	430	0,26	0,05	16,4	1,92	-0	1,55	51,3	-0	0,06	0,1	1,22	0,3	4,54	4,08	1,24	-0,04
1,05	339	1,49	0,06	8,78	1,61	0,01	1,6	60,1	-0	0,02	0,09	2,07	0,4	3,71	5,33	0,67	-0,04
1,51	839	1,7	0,02	14,1	3,07	0	1,3	29,9	-0	0,08	0,09	1,25	1,1	4,37	4,87	1,02	0,04
1,25	644	1,7	0,06	21,6	1,92	0	2,09	51,9	-0	0,03	0,12	1,77	1	4,99	6,31	1,58	0,04
0,67	749	0,27	2,01	20,4	0,78	-0	2,04	40,3	-0	0,01	0,07	1,29	-0,2	3,47	69,7	1,46	-0,04
0,93	602	2,68	0,07	17,1	1,35	-0	1,74	47,4	-0	0,01	0,15	1,26	0,2	5,65	9,65	1,23	-0,04
1,28	518	2,76	0,05	20,3	1,4	-0	7,6	62	-0	0,75	0,31	1,42	1,2	3,44	12,7	1,44	-0,04
0,43	85	1,26	0,05	19,5	1,9	-0	4,89	78,5	-0	2,47	0,54	1,39	0,6	0,85	16	1,34	-0,04
0,23	69,9	3,43	0,07	26,5	1,68	0	14,6	79,3	-0	1,98	1,18	1,88	0,4	1,76	9,26	1,78	0,06
0,47	134,5	1,31	0,02	12,4	3,16	0	90,4	62,2	-0	1,83	1,51	0,95	0,7	2,71	4,17	0,87	-0,04
0,01	41,3	3,62	0,66	11,7	4,7	0	198	54,9	-0	2,14	4,21	0,6	0,4	0,79	20,6	0,81	-0,04
0,02	45,1	2,89	0,92	13,5	6,56	0	7,87	73,7	-0	0,45	0,8	0,96	-0,2	0,59	19	0,96	-0,04
0,21	50,3	0,98	2,07	14,3	4,46	0	31,7	39,2	-0	0,06	0,87	1	0,2	0,99	16,7	1	-0,04
0,61	78,7	2,72	0,32	24,4	11,2	0,01	16	129	-0	2,5	1,56	4,85	-0,2	4,83	8,02	2	-0,04
6,75	1205	0,17	0,04	0,52	231	0,05	2,85	42,8	-0	0,03	0,33	26,6	0,4	0,26	259	0,03	-0,04
1,01	179,5	1,12	0,07	18,7	10,1	0,01	54,2	129	-0	4,95	4,01	6,19	0,3	3,88	25,4	1,51	-0,04
0,55	1620	0,19	2,76	5,53	18,4	0,07	5,68	41	-0	0,07	0,42	12,9	0,4	0,63	98,1	0,35	-0,04
0,7	1340	0,3	0,3	6,28	25	0,08	5,78	119	-0	0,03	0,21	21	0,2	0,85	52,5	0,4	-0,04
0,13	419	2,66	0,33	11,5	12,1	0,01	6,76	80	-0	0,02	0,34	3,39	0,4	1,67	32,1	0,98	-0,04
0,39	67,5	0,22	3,09	9,92	3,54	0	4,59	54,3	-0	0,01	0,09	2,62	-0,2	3,34	49,5	1,2	-0,04
2,41	940	0,16	4,5	2,27	83,2	0,05	3,14	0,29	-0	0,01	0,18	18,6	0,3	0,34	138	0,18	-0,04
2,53	1315	1,08	4,15	1,3	86,3	0,04	3,36	0,3	-0	-0,01	0,12	20,2	0,4	0,43	309	0,11	-0,04
1,23	443	0,29	3,78	1,49	31,5	0,05	7,09	23,2	-0	0,02	0,1	9,76	0,3	0,58	265	0,08	-0,04
4,11	967	0,74	3,51	1,12	116	0,03	2,53	2,06	-0	0,03	0,1	20,7	0,3	0,32	89,6	0,09	-0,04
0,32	1590	1,78	1,39	10,8	4,06	0	5,27	31,9	-0	0,01	0,05	4,79	0,5	1,61	115	0,82	0,08
3,6	1340	0,15	1,21	3,37	143	0,04	2,4	20,8	-0	0,01	0,16	16,4	0,5	0,59	54	0,22	-0,04
0,55	588	1,16	1,62	10,3	8,32	0,07	3,69	49,5	-0	-0,01	0,1	10,7	0,2	1,63	51	0,74	-0,04
0,55	389	0,66	2,71	7,76	3,01	0,08	3,12	34,5	-0	-0,01	0,11	8,88	0,4	0,98	36,4	0,55	0,1
0,84	731	0,69	2,32	19,9	2,54	0	2,58	28,9	-0	0,04	0,11	1,38	0,4	3,56	45,6	1,45	-0,04
0,22	97,7	0,44	2,66	23,5	0,27	0	2,16	40,5	-0	0,01	0,09	1,7	-0,2	4,4	41,5	1,7	-0,04
2,23	1235	0,56	1,08	5,94	21,6	0,1	2,43	42,2	-0	0,11	0,11	19,9	0,4	1,39	57,7	0,41	-0,04
1,06	298	0,56	0,06	13,8	4,75	0,01	1,52	51,9	-0	-0,01	0,05	5,25	-0,2	2,09	11,6	1,07	-0,04
0,86	900	1,19	0,87	12,9	7,55	0,01	2,19	56,2	-0	-0,01	0,07	5,55	0,2	1,97	51,8	1,04	-0,04
0,89	610	2,32	0,12	20,2	1,32	0	3,2	62,7	-0	-0,01	0,09	2,11	-0,2	4,08	19,7	1,46	-0,04
0,5	335	3,6	1,21	18,5	1,79	0	2,5	64,6	-0	-0,01	0,07	4,97	-0,2	2,89	31,9	1,5	-0,04
1,85	1185	0,19	1,73	7,37	43,8	0,09	3,41	57,3	-0	-0,01	0,09	18,2	-0,2	0,95	73,7	0,48	-0,04
4,62	2570	0,03	1,36	2,5	91,5	0,07	2,23	31,4	-0	-0,01	0,16	27,2	0,2	0,65	74,4	0,18	-0,04
3,68	1330	0,05	1,79	2,3	69,6	0,06	1,75	16,8	-0	0,01	0,19	20,9	0,2	0,92	41,5	0,16	-0,04
0,83	548	0,55	3,57	11	6,46	0,01	2,91	24,2	-0	0,01	0,13	4,51	-0,2	2,42	52	0,92	-0,04
0,93	251	3,49	0,04	17,8	4,72	0	1,82	66,8	-0	-0,01	0,09	3,77	-0,2	4,12	6,74	1,43	-0,04
2,53	1540	0,49	0,03	6,29	22,3	0,08	0,98	32,8	-0	-0,01	0,07	17,4	0,3	7,02	11,4	0,43	-0,04
0,89	519	1,98	0,04	21,3	0,3	0	2,38	63,9	-0	0,16	0,1	1,69	1,6	5,96	4,77	1,57	-0,04
0,97	717	1,85	0,04	17,2	0,91	0	1,14	50,7	-0	-0,01	0,07	1,68	-0,2	6,84	4,68	1,25	-0,04
1,18	610	1,08	0,04	20,1	0,22	0	1,21	52,7	-0	-0,01	0,1	1,55	0,3	4,79	3,67	1,46	-0,04
1,22	922	0,89	0,04	19,5	0,27	0	1,21	49,8	-0	-0,01	0,09	1,49	0,3	4,29	10,8	1,38	-0,04
1,06	445	1,37	0,06	16,7	0,26	-0	1,58	41,4	-0	0,12	0,14	1,27	2,4	2,6	19,8	1,19	-0,04
1,46	446	1,57	0,06	20	0,37	0	2,75	60,8	-0	0,12	0,16	1,7	1	3,86	40,1	1,5	-0,04
0,95	465	1,26	0,37	18,9	0,28	-0	25	77,3	-0	1,29	0,29	1,63	0,7	1,17	64,7	1,34	-0,04
0,2	170,5	1,71	1,19	14,9	1,98	-0	43,7	44,9	-0	1,85	1,39	1,35	-0,2	1,3	43,5	1,07	-0,04
0,03	67,6	1,11	1,51	14,8	1,81	0	7,68	73,2	-0	0,65	0,73	1,19	-0,2	0,44	27,4	1,07	-0,04
0,51	206	4,8	0,22	22,2	3,21	0	8,86	172	-0	-0,01	0,19	2,01	-0,2	4,48	18,5	1,62	-0,04
0,2	369	0,45	2,55	10,5	6,53	0,01	2,23	38,8	-0	-0,01	0,09	2,52	-0,2	1,2	54	0,91	-0,04

									C-IR07	S-IR08	Hg-MS42	WEI-21
Th	Ti	Tl	U	V	W	Y	Zn	Zr	C	S	Hg	Wt.
ppm	%	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	%	%	ppm	kg
4,62	0,04	1,03	1,06	1,1	0,27	28,3	127	183	0,04	1,33	0,007	0,42
0,38	0,9	0,03	0,1	328	0,29	35,9	707	26,9	0,03	0,13	0,013	0,33
1,55	0,36	0,02	0,43	210	0,18	14,6	98,4	46,9	0,45	0,01	-0,005	0,37
0,37	0,01	0,07	0,21	2	0,09	8,79	28,3	17,1	9,74	1,09	-0,005	0,36
4,79	0,14	0,05	1,06	6,9	0,54	14,2	40,2	173	0,45	0,01	0,005	0,82
4,5	0,04	0,03	0,96	0,7	0,28	32,9	67,7	189	0,1	0,01	-0,005	0,29
5,82	0,08	0,04	1,26	3,8	0,6	16,6	38	117	0,22	0,02	-0,005	0,58
6,24	0,06	0,15	1,43	3,9	2,33	21,4	60,1	224	0,01	-0,01	-0,005	0,64
6,39	0,08	0,19	1,38	5,7	0,72	12,3	37,1	128	0,01	-0,01	-0,005	0,43
4,26	0,1	0,14	0,93	18,4	1,55	11,1	2170	141	0,01	0,34	0,012	0,39
5,86	0,04	0,16	1,47	0,6	1,54	16,1	64,3	214	0,01	0,05	-0,005	0,23
5,84	0,07	0,17	1,2	4,6	0,73	8,48	46,3	117	0,02	0,01	-0,005	0,38
4,95	0,04	0,1	1,2	0,9	2,42	18,1	56,5	177	0,1	0,06	-0,005	0,3
7,64	0,05	0,16	1,61	0,7	2,71	26,7	46,3	269	0,01	0,02	-0,005	0,32
6,94	0,05	0,11	1,59	0,6	0,55	48	67,3	247	0,36	-0,01	-0,005	0,42
6,01	0,04	0,17	1,44	0,9	3,81	33,7	53,9	217	0,02	-0,01	-0,005	0,41
6,78	0,06	0,27	1,57	0,8	1,51	37,2	1650	240	0,01	0,68	0,014	0,41
6,32	0,06	0,38	1,62	0,5	1,19	32,3	1175	245	0,01	2,28	0,01	0,38
8,68	0,08	0,57	2,15	0,4	1,11	18,5	238	339	0,01	1,75	0,005	0,36
4,15	0,04	0,99	0,88	0,4	0,99	10,1	1865	169	-0,01	1,63	0,011	0,26
4,06	0,04	2,02	0,91	0,7	1,76	8,71	6080	158	0,01	1,88	0,163	0,31
4,62	0,04	1,23	1,08	0,5	0,95	12,1	28,3	197	0,04	0,43	-0,005	0,28
4,56	0,04	0,41	0,95	0,3	0,71	21,3	59,8	183	0,01	0,08	0,023	0,26
9,95	0,11	1,42	2,23	11,2	2,29	35,2	93,6	299	-0,01	2,22	0,014	0,29
0,59	0,1	3,13	0,19	153	1,24	5,64	142	35,3	3,79	0,04	0,013	0,22
6,72	0,12	7,36	1,45	13,3	7,45	15,6	4960	244	0,19	4,43	0,536	0,25
0,89	0,38	1,59	0,26	116	1,53	9,32	89	124	1,16	0,06	0,007	0,3
0,89	0,43	1,4	0,26	141	1,12	7,62	135	138	0,44	0,03	0,007	0,47
5,51	0,07	0,62	1,26	5,1	0,32	16	20,2	107	0,26	0,02	-0,005	0,55
7,03	0,02	0,16	1,55	5,1	0,22	11,9	27,1	79,7	0,04	0,01	-0,005	0,57
1,28	0,16	0,01	0,32	113	0,07	6,13	85	120	0,72	0,02	-0,005	0,52
0,95	0,13	0,01	0,24	136	0,05	10,2	82,8	83,4	0,74	0,02	-0,005	0,41
0,6	0,13	0,08	0,24	84,8	0,04	5,29	136	71,4	0,97	0,02	-0,005	0,41
0,82	0,12	0,02	0,25	146	0,06	3,73	87,6	96	1,07	0,04	-0,005	0,33
4,22	0,05	0,09	0,63	1,9	0,13	13,9	16,3	132	2,41	0,01	-0,005	0,31
1,18	0,19	0,07	0,27	89,8	0,16	7,48	150	132	1	0,01	-0,005	0,37
3,32	0,35	0,15	0,76	33,8	0,3	14,7	70,8	261	0,7	0,01	-0,005	0,24
3,11	0,25	0,1	0,6	20	0,41	14,4	42,6	259	0,49	0,02	-0,005	0,32
6,37	0,05	0,08	0,91	1,1	0,2	26,8	17,4	222	1,21	0,04	-0,005	0,36
7,68	0,06	0,12	1,73	0,5	0,22	56,6	47,6	282	0,08	0,01	-0,005	1,22
1,94	0,41	0,11	0,44	132	0,43	14,1	157	182	0,65	0,11	-0,005	0,44
5,64	0,06	0,12	1,18	1,1	0,32	14,7	49	154	0,04	-0,01	-0,005	1
5,76	0,09	0,13	1,31	6,3	0,64	19,1	126	138	0,92	0,01	-0,005	1,36
6,39	0,06	0,13	1,56	0,5	0,59	21,9	62	238	0,13	-0,01	-0,005	1,04
8,1	0,07	0,14	2	1,3	0,57	20,1	33,5	159	0,13	-0,01	-0,005	1,02
1,3	0,39	0,14	0,31	117	0,44	8,51	107	150	1,02	-0,01	-0,005	1,18
0,91	0,2	0,09	0,23	156	0,36	6,11	337	115	1,43	-0,01	-0,005	0,94
0,56	0,22	0,1	0,46	171	0,39	5,26	214	112	0,67	0,02	-0,005	0,4
6,41	0,08	0,06	1,43	9,1	0,24	12,8	34,7	136	0,44	0,01	-0,005	0,49
7,19	0,06	0,15	1,62	2,1	1,38	15	35,8	173	0,01	-0,01	-0,005	1,06
1,4	0,4	0,1	0,38	126	2,65	9,02	146	148	0,03	-0,01	-0,005	0,4
7,27	0,06	0,17	1,6	1,1	2,47	36,5	529	255	0,01	0,13	-0,005	0,44
6,11	0,05	0,14	1,41	1,6	2,94	21,5	39,9	210	0,15	-0,01	-0,005	0,48
6,99	0,05	0,15	1,46	0,4	2,57	38,1	64,4	236	-0,01	-0,01	-0,005	0,46
6,72	0,05	0,16	1,48	0,7	3,54	38,1	96,6	241	0,04	0,01	-0,005	0,44
5,75	0,04	0,14	1,31	0,6	1,82	36,6	67,1	193	-0,01	0,11	-0,005	0,44
6,92	0,06	0,25	1,58	0,9	1,47	35,5	2130	244	-0,01	0,09	0,023	0,24
5,94	0,05	0,3	1,38	0,6	0,71	26,8	203	237	0,33	1,19	-0,005	0,3
4,8	0,05	0,37	1,19	0,5	0,69	25,6	266	200	0,11	1,79	-0,005	0,24
5,42	0,05	0,83	1,07	0,6	0,48	12,8	73,2	213	0,07	0,6	0,007	0,28
7,79	0,06	0,81	1,73	0,8	0,43	41,2	127	274	0,18	-0,01	-0,005	0,32
5,43	0,07	0,09	1,22	6,5	0,47	13,5	17,1	119	0,38	-0,01	-0,005	0,36

Annexe B.2 : Contrôle de la qualité avec le matériel de référence certifié OREAS24b.

Méthode	Élément	Unité	V425507	V425516	V425525	V425537	V425545	OREA24b	Med.	E.T.	RSD (%)	Diff. Rel.
ME-ICP06	SiO ₂	%	64,7	67,5	66,1	67,6	65,9	66,00	66,1	1,21	1,83	0,15
	Al ₂ O ₃	%	14,6	15,05	14,7	15,05	15,05	15,15	15,05	0,22	1,47	-0,63
	Fe ₂ O ₃	%	6,3	6,48	6,36	6,49	6,32	6,35	6,36	0,09	1,41	0,16
	CaO	%	1,46	1,49	1,46	1,49	1,49	1,47	1,49	0,02	1,10	1,17
	MgO	%	2,59	2,82	2,65	2,71	2,76	2,75	2,71	0,09	3,33	-1,62
	Na ₂ O	%	1,11	1,13	1,1	1,13	1,19	1,15	1,13	0,03	3,09	-1,69
	K ₂ O	%	3,34	3,39	3,3	3,38	3,4	3,39	3,38	0,04	1,23	-0,35
	Cr ₂ O ₃	%	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	201,32	0,02	0,00	0,00	-99,99
	TiO ₂	%	0,77	0,79	0,77	0,78	0,77	0,80	0,77	0,01	1,16	-3,55
	MnO	%	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,00	0,00	1,86
	P ₂ O ₅	%	0,17	0,17	0,16	0,15	0,14	0,16	0,16	0,01	8,15	-0,48
	SrO	%	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01		0,01	0,00	0,00	
	BaO	%	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	819,48	0,08	0,00	0,00	-99,99
OA-GRA05	PAF	%	2,79	2,68	2,61	2,59	2,64	2,46	2,64	0,08	3,00	7,25
TOT-ICP06	Total	%	98	101,67	99,38	101,54	99,83		99,83	1,54	1,55	
C-IR07	C	%	0,19	0,19	0,17	0,18	0,18	0,19	0,18	0,01	4,65	-4,64
S-IR08	S	%	0,18	0,18	0,2	0,19	0,18	0,19	0,18	0,01	4,97	-5,29
ME-MS81	Ba	ppm	691	693	706	755	683	738,94	693	28,82	4,16	-6,22
	Ce	ppm	83,3	83,9	80,2	85,2	78,7	85,90	83,3	2,71	3,25	-3,03
	Cr	ppm	130	140	130	140	130	141,73	130	5,48	4,21	-8,28
	Cs	ppm	10,3	10,4	9,95	10,65	9,61	10,49	10,3	0,41	3,95	-1,80
	Dy	ppm	5,42	5,38	5,52	5,94	5,38	5,83	5,42	0,24	4,38	-7,10
	Er	ppm	3,44	3,45	3,13	3,5	3,02	3,41	3,44	0,22	6,32	0,80
	Eu	ppm	1,28	1,3	1,23	1,33	1,22	1,39	1,28	0,05	3,64	-8,16
	Ga	ppm	20,4	20	19,2	20,3	18,7	20,16	20	0,74	3,70	-0,79
	Gd	ppm	6,13	6,24	5,93	6,43	5,88	6,27	6,13	0,23	3,69	-2,17
	Hf	ppm	6,3	6,2	6,2	6,5	5,9	6,15	6,2	0,22	3,50	0,86
	Ho	ppm	1,14	1,16	1,16	1,24	1,13	1,17	1,16	0,04	3,74	-0,98
	La	ppm	42	41,9	40,4	42,9	39,7	44,02	41,9	1,30	3,10	-4,81
	Lu	ppm	0,52	0,49	0,5	0,51	0,46	0,49	0,5	0,02	4,60	2,29
	Nb	ppm	16	16,2	15,4	16,6	15	16,00	16	0,64	3,99	0,03
	Nd	ppm	37,2	36,7	34,5	37,4	34,5	38,68	36,7	1,45	3,94	-5,11
	Pr	ppm	10	10,05	9,63	10,2	9,34	10,19	10	0,35	3,51	-1,82
	Rb	ppm	159,5	160,5	153	163,5	149	161,09	159,5	5,93	3,72	-0,98
	Sm	ppm	7,33	7,32	7,06	7,74	7,02	7,17	7,32	0,29	3,93	2,04
	Sn	ppm	4	4	4	4	4	4,65	4	0,00	0,00	-14,04
	Sr	ppm	118	118,5	114	121	110	124,63	118	4,32	3,66	-5,32
	Ta	ppm	1,1	1,1	1,1	1,2	1,1	1,32	1,1	0,04	4,07	-16,65
	Tb	ppm	0,93	0,96	0,93	0,96	0,9	0,98	0,93	0,03	2,70	-5,07
	Th	ppm	15,05	15,05	14,85	15,8	14,7	16,54	15,05	0,42	2,81	-8,98
	Tm	ppm	0,5	0,51	0,46	0,51	0,46	0,50	0,5	0,03	5,18	-0,75
	U	ppm	3,19	3,2	3,05	3,27	3,01	3,31	3,19	0,11	3,43	-3,73
	V	ppm	110	109	103	111	100	112,02	109	4,83	4,43	-2,70
	W	ppm	3	4	4	4	4	4,13	4	0,45	11,18	-3,22
	Y	ppm	31,7	31,7	30,2	32,7	29,1	32,50	31,7	1,42	4,49	-2,47
	Yb	ppm	3,22	3,22	3,07	3,41	3	3,24	3,22	0,16	4,92	-0,62
	Zr	ppm	217	213	224	235	212	213,45	217	9,52	4,39	1,66

Méthode	Élément	Unité	V425507	V425516	V425525	V425537	V425545	OREA24b	Med.	E.T.	RSD (%)	Diff. Rel.
Au-AA23	Au	ppm	-0,005	-0,005	-0,005	-0,005	-0,005	<0,003	-0,005	0,00	0,00	
ME-MS61L	Ag	ppm	0,067	0,066	0,075	0,082	0,073	0,13	0,073	0,01	8,91	-42,52
	Al	%	7,9	8,05	7,7	7,94	8,01	8,02	7,94	0,14	1,72	-0,95
	As	ppm	11,65	10,45	8,55	9,39	8	9,74	9,39	1,47	15,64	-3,59
	Ba	ppm	740	750	720	740	750	715,75	740	12,25	1,66	3,39
	Be	ppm	3,53	3,3	2,23	2,25	2,06	2,92	2,25	0,69	30,46	-23,06
	Bi	ppm	0,782	0,611	0,804	0,702	0,551	0,68	0,702	0,11	15,47	3,60
	Ca	%	1,1	1,12	1,07	1,11	1,11	1,08	1,11	0,02	1,73	2,42
	Cd	ppm	0,034	0,065	0,051	0,049	0,047	0,05	0,049	0,01	22,56	0,00
	Ce	ppm	89,6	89,9	81,1	84,7	83	83,66	84,7	3,95	4,66	1,24
	Co	ppm	16,95	15,3	15,6	17,45	16,05	16,88	16,05	0,91	5,65	-4,89
	Cr	ppm	125,5	122	116	124,5	119	118,29	122	3,93	3,22	3,14
	Cs	ppm	11,7	11,55	10,2	10,6	10,3	10,65	10,6	0,71	6,67	-0,50
	Cu	ppm	38,5	36,2	34	37,7	35,1	37,96	36,2	1,84	5,08	-4,64
	Fe	%	4,45	4,51	4,33	4,47	4,51	4,39	4,47	0,07	1,66	1,73
	Ga	ppm	23,2	21,8	18,25	21	19,55	20,12	21	1,93	9,18	4,37
	Ge	ppm	0,24	0,21	0,08	0,12	0,09	0,83	0,12	0,07	60,50	-85,54
	Hf	ppm	4,41	4,24	3,84	4	3,89	3,90	4	0,24	6,05	2,54
	In	ppm	0,083	0,08	0,069	0,078	0,067	0,08	0,078	0,01	9,00	1,30
	K	%	2,83	2,87	2,77	2,86	2,87	2,81	2,86	0,04	1,48	1,92
	La	ppm	44,3	43,4	41,4	43,4	41,8	42,35	43,4	1,22	2,80	2,47
	Li	ppm	71,9	61,7	48,5	47,6	41,9	51,70	48,5	12,21	25,19	-6,19
	Mg	%	1,65	1,68	1,6	1,66	1,67	1,65	1,66	0,03	1,88	0,73
	Mn	ppm	450	453	431	452	451	442,00	451	9,24	2,05	2,04
	Mo	ppm	3,95	3,79	3,71	3,94	3,65	4,03	3,79	0,13	3,55	-6,01
	Na	%	0,836	0,849	0,813	0,844	0,849	0,85	0,844	0,02	1,78	-0,21
	Nb	ppm	15,85	14,95	14,55	15,8	14,85	14,60	14,95	0,59	3,94	2,41
	Ni	ppm	60,8	57,4	57,8	61,7	57,7	60,08	57,8	2,01	3,48	-3,79
	P	%	0,072	0,073	0,07	0,072	0,073	0,07	0,072	0,00	1,70	3,92
	Pb	ppm	23,2	22	21,5	22	21,6	23,15	22	0,68	3,08	-4,96
	Rb	ppm	180	170	154	167	156	163,63	167	10,67	6,39	2,06
	Re	ppm	-0,002	-0,002	-0,002	-0,002	-0,002	0,00	-0,002	0,00	0,00	
	S	%	0,21	0,22	0,19	0,2	0,21	0,20	0,21	0,01	5,43	5,90
	Sb	ppm	1,07	1	1	1	0,88	1,00	1	0,07	6,86	0,28
	Sc	ppm	15,85	14,35	12,7	15,8	13,75	15,25	14,35	1,35	9,44	-5,93
	Se	ppm	0,3	0,6	0,3	0,2	0,4	0,66	0,3	0,15	50,55	-54,55
	Sn	ppm	4,43	4,57	4,12	4,33	4,27	4,25	4,33	0,17	3,90	1,86
	Sr	ppm	130,5	127,5	116,5	125	120	123,85	125	5,65	4,52	0,93
	Ta	ppm	1,15	1,11	1,11	1,14	1,11	1,23	1,11	0,02	1,76	-9,56
	Te	ppm	0,07	0,07	-0,04	-0,04	-0,04	<0,1	-0,04	0,06	-150,62	
	Th	ppm	16,85	16,5	14,95	15,4	15	16,42	15,4	0,88	5,71	-6,22
	Ti	%	0,456	0,465	0,442	0,46	0,468	0,47	0,46	0,01	2,21	-1,78
	Tl	ppm	0,867	0,825	0,84	0,848	0,834	0,86	0,84	0,02	1,90	-2,56
	U	ppm	3,12	3,06	2,86	2,93	2,82	3,06	2,93	0,13	4,39	-4,23
	V	ppm	114,5	109	102,5	112	108	108,06	109	4,54	4,16	0,87
	W	ppm	4,68	4,25	3,26	3,65	3,52	3,64	3,65	0,58	15,88	0,30
	Y	ppm	20,9	20,1	18,5	20,3	18,95	19,87	20,1	0,99	4,94	1,15
	Zn	ppm	111	104,5	103,5	112	107	104,65	107	3,80	3,55	2,24
	Zr	ppm	149,5	140	139	147	141,5	134,40	141,5	4,60	3,25	5,28

Annexe C – Analyses roche totale (SOQ-5b)

Zone	Zone à cuivre		Zone à zinc principale						Lentille satellite 1	
Type	SSM	SSM	SM			SSM		SD	SM	SSM/SD
Nom Éch.	23_144.1	245_860.6	266_666.7	259_451.9	250_294.4	259_454.5	238_605.7	259_455.9	266_700.2	259_520.1
Cu (%)	14,35	12,6	0,28	0,74	0,22	1,04	0,36	2,12	0,02	0,03
Zn (%)	0,11	0,04	24,4	>30	16,85	12,4	7,44	1,605	1,865	0,232
Pb (ppm)	35,8	13,7	5440	650	13600	4610	1760	397	4670	55,2
Au (ppm)	4,55	19,95	0,057	0,061	0,059	0,058	0,016	0,081	0,01	0,007
Ag (ppm)	37,8	23,1	191	149	419	171	122	388	56,6	4,2
SiO ₂ (%)	39	49	13,4	12,45	15,2	44,5	20,1	32,4	21,3	40,7
TiO ₂ (%)	0,02	0,06	0,02	0,02	0,03	0,03	0,01	0,03	0,08	0,09
Al ₂ O ₃ (%)	1,58	6,31	0,18	1,05	2,35	4,04	0,37	3,34	3,97	5,5
Fe (%)	19,45	13,8	22,9	20,1	18,4	13,95	28,5	23,4	31,4	16,1
Mn (%)	0,37	0,03	0,19	0,15	0,17	0,3	0,46	0,96	0,29	0,26
MgO (%)	1,36	0,9	0,7	1,04	3,62	1,43	1,68	3,19	1,74	2,6
CaO (%)	0,31	0,02	0,98	0,77	5,22	0,51	3,56	5,86	1,55	5,93
K ₂ O (%)	0,11	1,8	0,09	0,28	0,75	1,61	0,12	1,01	0,69	0,85
S (%)	17	13,6	35	32,6	26,8	14,2	27,2	4,3	30,5	15,9
As	12,7	3,3	178,5	195,5	1450	153,5	1190	633	647	265
Ba	10	80	10	10	40	90	20	80	50	50
Be	0,05	0,48	0,09	0,15	0,18	0,8	0,23	0,68	0,53	0,26
Bi	1205	602	20,9	1,67	0,93	1,55	2,05	0,21	0,09	0,12
Ca (%)	0,21	0,01	0,63	0,54	3,48	0,35	2,41	3,87	0,99	4,05
Cd	3,34	0,84	>1000	>1000	>1000	698	470	114	92,3	9,24
Ce	41	106	27,2	36,5	372	37,4	15,8	50,4	104,5	61,4
Co	114,5	46,3	68,1	192	83,4	107	61,8	16,9	28,7	9,6
Cr	4	2	1	1	1	2	3	1	3	3
Cs	0,05	0,24	0,22	0,84	0,62	1,36	0,19	1,54	1,07	0,35
Ga	3,99	13,65	12,5	8,7	15,5	11,6	4,33	8,58	7	6,8
Ge	0,38	0,4	0,2	0,13	0,33	0,07	0,11	0,08	0,23	0,12
Hf	0,5	3,2	0,1	0,9	1,7	3,1	0,4	2,5	2,4	2,1
Hg	0,162	0,084	0,879	0,789	0,932	0,948	0,343	0,278	1,61	0,224
In	11,1	13,45	7,86	5,93	7,74	2,62	10,25	0,512	0,041	0,032
K (%)	0,11	1,49	0,05	0,2	0,6	1,28	0,11	0,82	0,54	0,69
La	16,4	46	11,8	14	191	13,6	7,5	27,1	56,1	28,7
Li	2,6	8,3	0,3	0,8	8	10,6	1,1	5,1	12,2	8,8
Mg (%)	0,75	0,5	0,34	0,56	2,01	0,76	0,89	1,74	0,87	1,43
Mn	3550	241	1620	1420	1560	3000	4340	9070	2560	2540
Mo	2,92	10,55	12,55	3,35	2,06	2,62	2,67	4,73	0,92	0,65
Na (%)	0,01	0,03	0,01	0,01	0,17	0,08	-0,01	0,01	0,08	1,3
Nb	1	5,9	0,3	1,8	3,4	6,2	0,6	5,5	4,9	2,6
Ni	12,8	4	75,1	33,7	26,3	13,1	42,8	16,9	3,7	7,6
P	20	50	10	10	20	10	10	30	10	30
Rb	2,9	39,3	3,1	12,1	17,8	50	4	40,1	20,2	17,6
Re	0,002	-0,002	-0,002	-0,002	-0,002	-0,002	-0,002	0,002	-0,002	-0,002
Sb	4,5	2,04	47,6	12,2	333	33,6	15,25	12,35	58,5	7,6
Sc	0,5	1,5	0,2	0,3	0,5	0,7	0,3	1,3	1,9	1,8
Se	143	114	44	29	5	2	12	1	1	1
Sn	112	173	3,2	7,1	17,3	5,4	8	1,3	1	1
Sr	6,8	3,9	21,2	35	155	10,6	23,3	63,8	28,9	119,5
Ta	0,08	0,48	-0,05	0,14	0,26	0,48	-0,05	0,37	0,44	0,21
Te	-0,05	-0,05	-0,05	-0,05	-0,05	-0,05	-0,05	-0,05	-0,05	-0,05
Th	0,76	2,92	0,11	0,55	1,2	1,99	0,26	1,57	2,08	1,68
Ti	0,008	0,03	-0,005	0,007	0,012	0,022	-0,005	0,017	0,036	0,032
Tl	0,05	0,25	0,54	1,21	1,92	4,12	1,24	3,18	9,71	5,4
U	0,2	0,7	0,1	0,2	0,3	0,5	0,1	0,5	0,4	0,5
V	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	5	8
W	0,2	2	0,1	0,1	1	1,5	0,4	0,7	2,2	5,1
Y	2,7	7	3,3	3,9	20,4	8	4,9	10,7	27,8	10,2
Zr	12,6	85,6	4,1	26,2	52,7	92,9	10	78	67,9	61,7
Dy	0,69	1,86	0,5	0,7	4,86	1,29	0,71	1,8	5,38	2,58
Er	0,29	0,98	0,26	0,53	1,52	1,27	0,39	1,21	2,72	1,31
Eu	0,32	0,69	0,13	0,15	3,22	0,28	0,24	0,78	4,98	1,51
Gd	1,63	4,21	0,68	0,99	10,8	1,3	0,87	2,67	6,83	3,66
Ho	0,09	0,28	0,1	0,14	0,64	0,3	0,13	0,33	1	0,43
Lu	0,04	0,21	0,04	0,11	0,16	0,29	0,06	0,25	0,48	0,22
Nd	16,3	46	9,4	13,4	155	13,7	6,5	20,1	42,9	25,4
Pr	4,14	11,35	2,83	3,52	40,9	3,64	1,76	4,93	11,35	6,34
Sm	2,5	7,24	1,15	1,69	17,75	1,98	0,98	3,46	8,67	4,54
Tb	0,15	0,38	0,09	0,11	1,01	0,17	0,1	0,29	0,96	0,45
Tm	0,04	0,16	0,04	0,08	0,16	0,22	0,05	0,18	0,44	0,19
Yb	0,29	1,42	0,25	0,72	1,13	1,94	0,37	1,72	3,14	1,5

Annexe D – Analyses à la microsonde

Annexe D.1 : Analyses des chlorites

Lame site	SiO ₂ (%)	TiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	Cr ₂ O ₃ (%)	MgO (%)	CaO (%)	MnO (%)	FeO (%)	CoO (%)	NiO (%)	Na ₂ O (%)	K ₂ O (%)	H ₂ O (%)	Total (%)
259-43 c1-2	22,86	0,05	22,22	0,00	6,47	0,00	0,57	37,12	0,00	0,00	0,03	0,01	10,82	100,15
259-43 c1-5	23,03	0,05	22,66	0,00	6,57	0,00	0,45	35,30	0,00	0,05	0,03	0,28	10,80	99,21
259-43 c2-1	23,21	0,02	22,18	0,02	6,29	0,02	0,49	35,85	0,03	0,05	0,09	0,04	10,77	99,06
259-43 c2-2	22,85	0,01	22,22	0,01	6,65	0,00	0,38	35,45	0,01	0,02	0,00	0,02	10,70	98,33
259-43 c2-3	22,61	0,06	22,30	0,00	6,62	0,00	0,53	35,84	0,00	0,01	0,00	0,00	10,71	98,67
239-1112 c2-2	22,94	0,05	22,03	0,00	7,34	0,00	0,54	35,27	0,02	0,02	0,01	0,00	10,78	99,00
239-1112 c2-3	23,49	0,14	21,40	0,03	7,04	0,02	0,48	34,73	0,02	0,03	0,04	0,01	10,72	98,14
239-1112 c2-4	22,75	0,06	22,02	0,00	7,30	0,01	0,56	35,00	0,00	0,00	0,01	0,01	10,72	98,43
239-1112 c1-1	23,30	0,03	21,87	0,00	6,43	0,01	0,33	36,01	0,00	0,02	0,00	0,01	10,73	98,73
239-1112 c1-2	23,56	0,05	21,32	0,01	7,11	0,01	0,38	35,56	0,03	0,00	0,03	0,01	10,76	98,82
239-1112 c1-3	23,47	0,06	21,64	0,02	6,82	0,00	0,41	36,40	0,01	0,00	0,02	0,00	10,82	99,67
239-1112 c1-4	22,98	0,02	21,82	0,00	6,83	0,00	0,48	35,74	0,01	0,00	0,02	0,00	10,71	98,61
23-144 c1-4	24,08	0,01	21,46	0,00	11,12	0,00	0,33	29,89	0,03	0,00	0,01	0,00	10,97	97,91
259-137 4	24,29	0,03	22,26	0,01	11,03	0,00	0,28	29,33	0,00	0,00	0,02	0,16	11,08	98,49
259-137 5	25,23	0,04	22,55	0,00	10,67	0,00	0,28	28,70	0,00	0,00	0,02	0,34	11,20	99,04
259-138 2	24,42	0,04	22,18	0,00	12,28	0,00	0,31	28,11	0,01	0,00	0,00	0,00	11,15	98,50
259-138 3	24,56	0,05	21,78	0,02	11,73	0,00	0,35	29,56	0,01	0,03	0,01	0,00	11,16	99,25
259-138 4	24,15	0,01	22,10	0,00	11,73	0,00	0,36	29,73	0,03	0,01	0,02	0,00	11,14	99,28
266-433 1	24,97	0,02	21,79	0,00	13,41	0,00	0,48	26,48	0,00	0,00	0,02	0,00	11,23	98,40
259-451 c1-3	24,20	0,00	18,81	0,00	10,22	0,36	0,22	31,00	0,00	0,00	0,08	0,05	10,58	95,50
259-447 1	25,07	0,03	20,07	0,00	11,60	0,00	0,44	29,86	0,00	0,00	0,04	0,02	11,00	98,12
266-82 c1-3	24,99	0,02	21,84	0,14	13,88	0,01	0,22	26,17	0,01	0,00	0,02	0,01	11,27	98,58
266-82 c1-4	25,08	0,05	21,90	0,00	13,89	0,01	0,23	25,85	0,01	0,00	0,00	0,09	11,27	98,38
266-82 c2-5	25,27	0,05	21,94	0,02	14,19	0,01	0,28	26,08	0,02	0,00	0,03	0,00	11,37	99,25
266-82 c2-6	25,10	0,07	21,89	0,03	14,22	0,00	0,20	26,21	0,03	0,03	0,03	0,00	11,34	99,15
266-451 c1-1	25,04	0,03	20,88	0,00	11,98	0,00	0,30	29,21	0,00	0,01	0,03	0,01	11,11	98,60
266-451 c1-2	24,59	0,05	20,68	0,00	12,13	0,00	0,49	29,45	0,00	0,00	0,02	0,01	11,05	98,48
266-451 c1-3	25,57	0,05	20,98	0,00	11,28	0,02	0,35	26,93	0,00	0,00	0,02	0,91	11,01	97,12
266-451 c2-3	24,84	0,05	21,12	0,00	12,12	0,00	0,39	30,27	0,00	0,00	0,01	0,01	11,21	100,02
266-451 c2-4	24,98	0,09	21,28	0,00	12,08	0,00	0,47	29,75	0,00	0,01	0,01	0,01	11,23	99,90
266-451 c2-5	25,59	0,05	21,21	0,07	11,75	0,05	0,48	28,35	0,01	0,01	0,02	0,27	11,20	99,06

Annexe D.2 : Analyses des micas (muscovite et biotite)

Lame site	Min	SiO ₂ (%)	TiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	Cr ₂ O ₃ (%)	MgO (%)	CaO (%)	MnO (%)	FeO (%)	NiO (%)	BaO (%)	H ₂ O (%)	Na ₂ O (%)	K ₂ O (%)	Rb ₂ O (%)	F (%)	Cl (%)	Total (%)
259-43 c1-3	Ms	46,72	0,18	33,92	0,11	1,09	0,02	0,00	2,25	0,00	0,08	4,28	0,22	9,62	0,00	0,35	0,01	98,85
259-43 c1-4	Ms	46,99	0,07	34,91	0,00	1,05	0,02	0,04	1,95	0,00	0,04	4,26	0,19	9,25	0,00	0,46	0,00	99,22
259-43 c2-4	Ms	45,59	0,25	33,69	0,00	0,88	0,00	0,02	2,08	0,00	0,04	4,29	0,25	10,17	0,00	0,18	0,01	97,44
259-43 c2-5	Ms	45,76	0,19	33,22	0,00	1,01	0,00	0,01	2,06	0,00	0,00	4,20	0,18	10,09	0,00	0,34	0,01	97,07
250-294 c1-1	Ms	47,85	0,19	31,49	0,00	2,32	0,02	0,00	2,43	0,00	0,08	4,24	0,16	10,40	0,00	0,44	0,00	99,62
250-294 c1-2	Ms	47,47	0,13	30,66	0,02	2,96	0,00	0,01	3,61	0,00	0,04	4,26	0,10	9,91	0,00	0,38	0,00	99,53
23-144 c1-3	Ms	46,16	0,26	31,40	0,00	1,97	0,01	0,00	3,83	0,00	0,06	4,23	0,14	9,60	0,00	0,28	0,01	97,96
259-361 1	Ms	48,20	0,25	34,24	0,00	1,77	0,00	0,03	1,19	0,00	0,00	4,46	0,14	9,42	0,00	0,18	0,01	99,88
259-361 2	Ms	47,51	0,24	34,39	0,00	1,52	0,01	0,06	1,38	0,06	0,00	4,41	0,17	9,81	0,00	0,23	0,00	99,79
259-361 3	Ms	46,78	0,34	34,01	0,00	1,47	0,00	0,00	1,37	0,00	0,00	4,31	0,13	10,21	0,00	0,32	0,00	98,95
259-137 1	Ms	39,35	0,30	27,26	0,00	1,30	0,08	0,00	1,61	0,00	0,45	3,55	0,38	8,64	0,00	0,33	0,02	83,28
259-137 2	Ms	46,32	0,10	32,98	0,01	1,69	0,01	0,01	2,55	0,02	0,00	4,25	0,19	10,06	0,00	0,35	0,01	98,54
259-137 3	Ms	46,35	0,34	33,34	0,00	1,52	0,05	0,00	1,76	0,01	0,07	4,27	0,19	8,29	0,00	0,25	0,01	96,45
259-138 1	Ms	47,33	0,29	33,14	0,00	1,39	0,11	0,00	2,53	0,02	0,05	4,19	0,41	10,00	0,00	0,58	0,01	100,05
259-412 1	Ms	47,60	0,29	32,01	0,02	2,22	0,04	0,01	1,57	0,00	0,01	4,37	0,21	10,35	0,00	0,19	0,00	98,89
259-412 2	Ms	48,24	0,38	31,31	0,01	2,18	0,37	0,02	1,73	0,00	0,05	4,40	0,20	9,51	0,00	0,11	0,04	98,55
259-412 3	Ms	48,01	0,26	32,66	0,00	2,08	0,00	0,04	1,61	0,01	0,08	4,42	0,16	10,13	0,00	0,16	0,01	99,63
266-433 2	Ms	46,22	0,18	29,32	0,00	2,61	0,03	0,04	4,07	0,00	0,19	4,20	0,17	9,39	0,00	0,20	0,02	96,63
266-433 3	Ms	48,32	0,27	30,70	0,00	2,34	0,02	0,01	2,64	0,02	0,30	4,42	0,12	9,46	0,00	0,07	0,01	98,68
266-433 4	Ms	48,96	0,26	30,39	0,00	1,72	0,01	0,02	2,43	0,00	0,23	4,38	0,15	10,18	0,00	0,14	0,00	98,86
259-447 3	Ms	46,92	0,11	29,98	0,02	2,01	0,01	0,05	4,22	0,01	0,11	4,17	0,10	9,97	0,00	0,37	0,00	98,04
259-511 1	Ms	48,91	0,33	30,34	0,01	2,84	0,01	0,00	1,58	0,00	0,00	4,27	0,12	10,40	0,00	0,41	0,00	99,24
259-511 2	Ms	48,09	0,48	30,49	0,00	2,54	0,01	0,00	1,58	0,00	0,00	4,21	0,17	10,83	0,00	0,44	0,02	98,86
259-511 3	Ms	48,35	0,39	30,31	0,00	2,68	0,01	0,00	1,57	0,00	0,00	4,20	0,16	10,67	0,00	0,48	0,00	98,82
259-454 c2-1	Ms	49,42	0,21	29,75	0,03	1,92	0,01	0,09	6,61	0,00	0,07	4,41	0,06	7,17	0,00	0,16	0,02	99,92
259-454 c2-2	Ms	47,08	0,02	28,74	0,03	1,67	0,11	0,00	5,83	0,00	0,09	4,21	0,13	10,40	0,00	0,25	0,01	98,57
259-454 c2-3	Ms	47,17	0,21	28,92	0,01	1,82	0,01	0,05	5,63	0,04	0,03	4,27	0,15	9,30	0,00	0,15	0,01	97,75
259-454 c2-4	Ms	47,36	0,13	28,85	0,08	1,78	0,02	0,02	6,37	0,02	0,05	4,25	0,06	9,96	0,00	0,24	0,00	99,19
259-454 c1-4	Ms	47,28	0,12	29,12	0,01	1,84	0,01	0,03	6,00	0,00	0,02	4,24	0,09	10,14	0,00	0,27	0,00	99,18
266-82 c1-1	Ms	47,15	0,24	32,33	0,01	1,71	0,00	0,01	3,08	0,00	0,09	4,40	0,13	9,75	0,01	0,10	0,00	99,01
266-82 c1-2	Ms	47,49	0,30	32,54	0,00	1,44	0,02	0,00	2,61	0,00	0,02	4,47	0,13	10,28	0,00	0,00	0,01	99,31

Lame site	Min	SiO ₂ (%)	TiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	Cr ₂ O ₃ (%)	MgO (%)	CaO (%)	MnO (%)	FeO (%)	NiO (%)	BaO (%)	H ₂ O (%)	Na ₂ O (%)	K ₂ O (%)	Rb ₂ O (%)	F (%)	Cl (%)	Total (%)
266-82 c2-2	Ms	47,50	0,43	32,34	0,02	1,55	0,01	0,00	2,88	0,00	0,00	4,40	0,17	9,79	0,00	0,12	0,01	99,21
266-82 c2-3	Ms	43,72	0,46	30,29	0,00	4,00	0,08	0,05	6,02	0,00	0,00	4,25	0,22	7,99	0,00	0,11	0,04	97,21
266-82 c2-4	Ms	47,12	0,46	33,05	0,00	1,37	0,01	0,01	2,74	0,02	0,00	4,44	0,18	10,10	0,00	0,08	0,01	99,56
259-462 c2-1	Ms	47,57	0,08	28,36	0,00	1,80	0,00	0,00	6,26	0,00	0,00	4,25	0,14	9,46	0,00	0,19	0,01	98,12
266-451 c1-4	Ms	49,20	0,50	28,49	0,00	2,60	0,04	0,05	3,05	0,00	0,24	4,23	0,12	9,26	0,00	0,35	0,01	98,14
266-451 c1-5	Ms	48,52	0,35	28,11	0,00	2,74	0,08	0,04	3,25	0,01	0,41	4,26	0,27	8,46	0,00	0,16	0,06	96,70
266-451 c2-1	Ms	47,78	0,43	33,64	0,03	1,60	0,01	0,04	2,94	0,03	0,35	4,42	0,18	9,01	0,00	0,23	0,01	100,69
266-451 c2-2	Ms	47,76	0,44	32,30	0,00	1,64	0,02	0,00	3,02	0,01	0,58	4,33	0,19	10,10	0,00	0,34	0,01	100,73
259-451 c1-2	Bo	30,62	0,07	15,19	0,00	8,44	0,01	0,06	32,55	0,00	0,00	3,33	0,00	5,26	0,00	0,48	0,02	96,01
259-447 2	Bo	35,40	0,20	16,87	0,00	9,64	0,02	0,24	21,72	0,00	0,00	3,43	0,12	9,30	0,01	0,71	0,05	97,72
259-462 c2-2	Bo	30,36	0,31	14,99	0,00	4,91	0,03	0,06	34,50	0,02	0,00	3,41	0,20	5,42	0,00	0,10	0,06	94,36

Annexe D.3 : Analyses des carbonates

Lame site	Type Min	MgCO ₃ (%)	CaCO ₃ (%)	MnCO ₃ (%)	FeCO ₃ (%)	SrCO ₃ (%)	Total (%)
250-294 c1-3	SMV	43,59	54,87	0,07	0,38	0,00	98,91
250-294 c1-4	SMV	39,74	52,18	0,58	5,11	0,00	97,61
250-294 c1-6	SMV	35,11	50,48	1,50	10,81	0,13	98,01
250-294 c1-7	SMV	42,52	54,29	0,18	1,29	0,04	98,32
250-294 c2-1	SMV	29,63	49,72	1,69	17,13	0,15	98,31
250-294 c2-2	SMV	39,04	54,92	0,38	4,10	0,05	98,49
250-294 c2-3	SMV	42,92	54,06	0,30	2,19	0,00	99,47
250-294 c2-4	SMV	34,50	50,23	1,77	11,54	0,16	98,20
239-1112 c2-1	Veine_Cu-Au	0,27	96,11	1,10	0,01	0,14	97,63
239-1112 c1-5	Veine_Cu-Au	1,12	94,70	1,77	0,55	0,16	98,29
23-144 c2-1	Veine_Cu-Au	21,73	0,59	7,43	69,57	0,03	99,35
23-144 c2-2	Veine_Cu-Au	21,95	0,54	7,44	69,85	0,01	99,78
23-144 c2-3	Veine_Cu-Au	4,89	1,62	4,26	86,50	0,05	97,32
23-144 c2-4	Veine_Cu-Au	10,81	0,91	6,59	78,14	0,00	96,44
23-144 c2-5	Veine_Cu-Au	18,38	1,31	7,02	72,47	0,00	99,18
23-144 c1-1	Veine_Cu-Au	13,65	46,59	6,07	30,40	0,06	96,77
23-144 c1-2	Veine_Cu-Au	21,79	0,62	10,76	67,68	0,00	100,86
259-451 c2-1	SMV	22,32	46,16	9,11	18,48	0,25	96,32
259-451 c2-2	SMV	25,10	0,81	10,79	61,55	0,00	98,26
259-451 c2-3	SMV	29,13	0,81	10,89	57,64	0,01	98,49
259-451 c2-4	SMV	20,77	46,75	6,02	22,77	0,24	96,56
259-451 c1-1	SMV	23,28	47,08	8,58	18,16	0,14	97,24
259-511 4	V1TX_B	35,35	50,32	1,86	9,76	0,11	97,41
259-454 c1-1	SSMV	28,20	1,46	18,99	48,34	0,00	96,99
259-454 c1-2	SSMV	20,63	0,80	4,80	72,28	0,00	98,51
259-454 c1-3	SSMV	19,82	46,36	7,30	23,51	0,08	97,07
266-82 c1-5	V2TL_distal	1,13	93,11	1,09	1,77	0,13	97,23
266-82 c1-6	V2TL_distal	1,12	94,50	1,16	1,86	0,14	98,78
266-82 c2-1	V2TL_distal	0,87	96,94	1,07	1,39	0,11	100,38
259-462 c2-3	Veine_Ak-Mt-Bo	12,81	1,56	5,15	79,05	0,00	98,57
259-462 c2-4	Veine_Ak-Mt-Bo	15,91	1,26	6,68	74,79	0,00	98,64
259-462 c1-2	Veine_Ak-Mt-Bo	19,71	46,50	7,55	23,11	0,09	96,95

Annexe E – Analyses au MEB (EDS)

Annexe E.1 : Minéraux de la Zone à cuivre

ID	Minéral	Ag	Au	As	Bi	Co	Cu	Fe	Ni	O	Pb	Pt	S	Se	Si	Sn	Zn	Tot.	Lame/Site
1	Or	18,03	81,22						0,75									100	23-144.1/A1
2	Or	17,95	81,28						0,77									100	23-144.1/A1
3	Au-Em	44,02	55,33						0,65									100	23-144.1/A1
4	Po							58,3					41,7					100	23-144.1/A1
5	Bis				78,72		0,52	1,64	0,54				18,6					100	23-144.1/A1
6	Bi				96,23		0,89	2,21	0,67									100	23-144.1/A1
7	Bi				99,35				0,65									100	23-144.1/A2
8	Lai?				77,28				0,58					22,14				100	23-144.1/A2
9	Bis				80,68				0,66				18,66					100	23-144.1/A2
10	Bi				99,39				0,61									100	23-144.1/B1
11	Lai				79,08				0,57				3,1	17,25				100	23-144.1/B1
12	Py							44,73					55,27					100	23-144.1/B1
13	Cp						32,89	30,17					36,94					100	23-144.1/B1
14	Py							44,5					55,5					100	23-144.1/B1
15	Py							44,83					55,17					100	23-144.1/B1
16	Bis				80,51				0,57				18,92					100	23-144.1/B1
17	Bi				99,11			0,27	0,61									100	23-144.1/B1
20	Bis				79,33				1,04				18,77	0,86				100	152-78.7/G
21	Bi				95,35				0,72				3,93					100	152-78.7/G
22	Bi				99,14				0,86									100	152-78.7/G
23	Bi (oxydé)				83,04			0,89	0,61	9,18			6,27					100	152-78.7/G
24	Cp						32,82	29,46					37,73					100	152-78.7/G2
26	Glaucodot			45,19		30,54		2,27	0,85				21,15					100	152-78.7/G2
27	Cp						32,91	30,23					36,86					100	191-195.6/D1
28	Py							44,71					55,18					100	191-195.6/D1
29	Py						0,75	44,13					55,12					100	191-195.6/D1
30	Sp							6,25					35,53				58,22	100	191-195.6/D1
33	Lai?				74,91		2,17	1,85	0,52				3,42	17,12				100	191-195.6/D2
34	Bis				80,06			0,35	0,65				18,95					100	191-195.6/F
35	lkn				83,39			0,3	0,67				6,52	9,12				100	191-195.6/F
36	Cp						32,17	29,52					37,38			0,92		100	191-195.6/F
38	Py							43,94					56,06					100	191-195.6/F
39	Cp						32,7	29,46					37,84					100	191-195.6/E
40	?		0		70,48		0,51	0,47	0,62		13,56			14,37				100	191-195.6/E
41	Or		94,14						0,6			4,87			0,38			100	191-195.6/E
42	Py							44,61					55,39					100	191-195.6/E
43	Or	3,24	96,18						0,58									100	191-195.6/E
44	lkn				80,21			0,49	0,41				4,81	13,22	0,86			100	191-195.6/E
45	Or	4,27	95						0,72									100	191-195.6/E2
46	Or		99,1						0,9									100	191-195.6/E2
47	Cp						32,8	30,01					37,18					100	235-186/E
48	Po							58,64					41,36					100	235-186/E
49	lkn				81,73				0,58				5,34	12,35				100	235-186/E
50	Bi				97,54		0,21	0,69	0,55									100	235-186/E

ID	Minéral	Ag	Au	As	Bi	Co	Cu	Fe	Ni	O	Pb	Pt	S	Se	Si	Sn	Zn	Tot.	Lame/Site
51	Cp						33,08	30,49					36,43					100	245-860.6/A1
52	Po							59,41					40,59					100	245-860.6/A1
53	Lai-Ikn				80,86			0,79	0,46				4,88	13				100	245-860.6/A1
54	Lai-Ikn				81,44			0,34	0,54				5,07	12,62				100	245-860.6/D
55	Bi				98,76			0,44	0,8									100	245-860.6/D
57	Cp						33,05	29,98					36,98					100	245-860.6/F1
58	Strn						27,89	13,28					30,44			28,4		100	245-860.6/F1
59	Cst									22,49						77,51		100	245-860.6/F1
60	Bi				99,44				0,56									100	110-322.3/D
61	Ikn				82,4				0,5				5,46	11,64				100	110-322.3/D
62	Po							58,41					41,59					100	110-322.3/D
63	Cp						33,06	30,02					36,92					100	110-322.3/D
65	Bis				79,46		0,46		0,58				18,33	1,18				100	110-322.3/F04
66	Cp						32,52	30,04					37,44					100	110-322.3/F04
67	Or	19,22	78,08				1,34	0,63	0,5						0,22			100	110-322.3/F04

Annexe E.2 : Minéraux des zones à zinc principale et supérieure

ID	Minéral	Si	S	K	Fe	Ni	Cu	Zn	Se	Ag	Sb	Au	Pb	Total	Lame/Site
68	Aca		8,03			0,56		1,39		90,02				100	266-664.7/B1
69	Sp		32,47		1,13			66,41						100	266-664.7/B1
70	Aca		8,18			0,62		0,44		90,76				100	266-664.7/B1
71	Sp		32,11		1,04	0,44		66,41						100	266-664.7
72	Py		55,63		44,37									100	266-664.7
73	Aca		8,25			0,57				91,17				100	266-664.7
74	Py		55,45		44,55									100	266-664.7/C1
75	Sp		32,12		0,72			67,16						100	266-664.7/C1
76	Aca		7,67			0,59		0,86		90,88				100	266-664.7/C1
77	Py		55,66		44,34									100	266-664.7/C1
78	Aca	0,39	7,44			0,77				91,39				100	266-664.7/D1
79	Aca		8,48			0,53		0,54		90,44				100	266-664.7/D1
80	Aca	0,35	8,94			0,6		2,99		87,12				100	266-664.7/H1
82	Aca		7,26		0,29	0,78	0,48	2,83		88,37				100	266-664.7/H1
84	Sp		35,43	0,58	1,12			62,88						100	266-664.7/H1
85	Gl		12,13			0,69							87,18	100	238-602.7/A
86	(Sb)-Ag	0,31				0,42				94,74	4,53			100	238-602.7/A
87	Cp		37,55		29,96		32,49							100	238-602.7/A
88	Sp		32,49		5,57	0,4		61,54						100	238-602.7/A
89	Gl		11,89			0,6							87,51	100	238-602.7/A
92	(Sb)-Ag	0,32				0,51				95,67	3,5			100	238-602.7/A23
93	Frb		20,65		5,18	0,37	13,03	0,5		34,62	25,66			100	238-602.7/A23
94	Frb		23,64		5,34		20,81			22,47	27,74			100	238-602.7/A23
95	Gl		14,01			0,49							85,5	100	238-602.7/A23
96	Gl		14,04			0,62	1,28			3,15			80,91	100	238-602.7/A23
97	Gl		14,04			0,64							85,32	100	238-602.7/A26
98	Alg	0,27				0,62				82,5	16,61			100	238-602.7/A26
99	Ste	0,31	9,33			1,08				76,9	12,39			100	238-602.7/A26
100	Frb		22,32		7	0,4	19,28	0,55		25,07	25,39			100	238-602.7/A26
101	Gl		13,82							3,52			82,66	100	238-602.7/A26
102	Sp		32,41		5,68	0,43		61,48						100	238-602.7/B02
103	Frb		21,65		4,69	0,4	16,46	1,14		29,48	26,17			100	238-602.7/B02
104	Gl		11,72			0,46							87,82	100	238-602.7/B02
105	Gl		12,43			0,74							86,83	100	238-602.7/B02
106	Sp		32,26		5,62	0,49		61,63						100	238-602.7/B02
107	Gl		13,89			0,51							85,59	100	238-602.7/C02
108	Alg					0,47				84,25	15,27			100	238-602.7/C02
109	Frb		21,66		4,69		15,88	1,31		30,24	26,23			100	238-602.7/C02
110	Sp		35,69		4,98			59,33						100	238-602.7/C02
113	Ag	0,26				0,34				99,41				100	232-529.2/A
114	Ag	0,2				0,56				99,24				100	232-529.2/A
116	Ag	0,3				0,52				99,19				100	232-529.2/B
117	Gl		14,07			0,69							85,23	100	238-604.1/A06
118	Alg	0,29				0,45				84,46	14,8			100	238-604.1/A06
119	Pyg		16,88			0,6				61,84	20,69			100	238-604.1/A06
120	Po		41,69		58,31									100	238-604.1/A06
121	Po		41,64		58,36									100	238-604.1/A06
122	Sp		32,26		6,45			61,29						100	238-604.1/B1-02
123	Py		55,35		44,65									100	238-604.1/B1-02
124	Alg	0,31				0,6				84,42	14,66			100	238-604.1/B1-02
125	Gl		14,15			0,48							85,37	100	238-604.1/B1-02
126	Frb		21,01		4,95	0,59	13,35			35,06	25,05			100	238-604.1/B1-02
127	Pyg		16,5		0,58	0,48				62,18	20,27			100	238-604.1/B1-02
128	Po		40,41		54,76					4,83				100	238-604.1/B1-02
129	Pyg		16,66			0,61				62,23	20,49			100	238-604.1/B1-02
130	Frb		20,91		3,42		13,08	2,33		34,81	25,45			100	238-604.1/B1-02

ID	Minéral	Si	S	K	Fe	Ni	Cu	Zn	Se	Ag	Sb	Au	Pb	Total	Lame/Site
131	Gl		14,27			0,55							85,18	100	238-604.1/C1-01
132	Frb		21,31		4,9	0,39	14,77	1,18		31,54	25,91			100	238-604.1/C1-01
133	Sp		32,51		6,43			61,06						100	238-604.1/C1-01
134	Frb		21,56		5,42	0,36	15,43	0,8		30,82	25,61			100	239-1190.9/A03
135	Py		55,5		44,5									100	239-1190.9/A04
136	Sp		32,38		6,91			60,72						100	239-1190.9/A04
137	Cp		34,12		31,38		34,5							100	239-1190.9/A04
138	Frb		21,59		5,44		14,94	1,05		31	25,98			100	239-1190.9/A04
139	Gl		13,95		2,74	0,5							82,82	100	239-1190.9/A04
140	Pyg		16,68			0,44				62,3	20,58			100	239-1190.9/A15
141	Gl		11,08			0,62			3,29				85,01	100	239-1190.9/A15
142	Ag-Em					0,48				77,17		22,35		100	239-1190.9/A15
143	Ag-Em					0,46		0,37		77,12		22,05		100	239-1190.9/A15
144	Py		55,47		44,53									100	239-1190.9/A11
145	Ag-Em	0,4	2,09			0,44				68,11	2,05	26,91		100	239-1190.9/A11
146	Gl		14,06		1,17	0,57							84,19	100	239-1190.9/A11
147	Gl		13,86		1,11	0,72							84,3	100	239-1190.9/A11
148	Em				1,52	0,53				52,11		43,38		100	239-1190.9/A11
149	Em	0,32			1,41	0,66				51,15		43,77		100	239-1190.9/A11
150	Cp		37,65		35,25		27,1							100	239-1190.9/A11
151	Gl		12,79		2,75	0,61							83,85	100	239-1190.9/A11
152	Ag-Em	0,31			1,4	0,49				66,58		31,21		100	239-1190.9/A11
153	Gl		13,89			0,54							85,57	100	239-1190.9/B
154	Gl		12,06		0,65	0,61							86,67	100	239-1190.9/B
155	Gl		12,33		0,49	0,84							86,33	100	239-1190.9/B
156	Gl		12		0,95	0,71							86,34	100	239-1190.9/B
157	Pyg		17,11			0,43				61,53	20,94			100	239-1190.9/B11
158	Po		41,9		58,1									100	239-1190.9/B11
160	Gl		14,16			0,55							84,93	100	239-1190.9/B11
161	Py		55,59		44,41									100	239-1190.9/B11
162	Cp		34,7		31,42		33,88							100	239-1190.9/B11
163	Sp		32,27		4,04	0,44		63,25						100	173-96.5/D02
164	Ag					0,61				99,39				100	173-96.5/D02
165	Sp		32,8		1,96			65,24						100	173-96.5/D02
167	Gl		14,11			0,61							85,28	100	173-96.5/D02
168	(Sb)-Ag	0,34				0,4				96,06	3,2			100	173-96.5/B01
169	Cp		37,32		29,93		32,75							100	173-96.5/B01
170	Frb		20,54		4,74	0,37	13,52	1,19		34,66	24,97			100	173-96.5/B01
171	(Sb)-Ag	0,35				0,69				96,34	2,62			100	173-96.5/B01-A
172	Aca		14,51			0,34	3,79			78,24	3,13			100	173-96.5/B01-A
173	Sp		35,39	0,4	1,32	0,48		62,41						100	173-96.5/B01-A
176	Py		55,61		44,39									100	232-534.3_2/D07
179	Sp		35,3		4,01	0,46		60,24						100	232-534.3_2/D07
180	Sp		32,5		5,63			61,87						100	209-158.7/E
181	Ag	0,34				0,73				98,94				100	209-158.7/E
182	Gl		12,15			0,84				1,85			85,16	100	209-158.7/E
183	Ag	0,34				0,55				99,11				100	209-158.7/E
184	Gl		13,88			0,47							85,65	100	209-158.7/E
185	Ag	0,32				0,56				99,12				100	209-158.7/E
186	Cp		37,63		29,92		32,45							100	209-158.7/E
228	Frb		22,34		4,59		18,26	1,42		26,89	26,49			100	250-294.4
229	Frb		22,2		4,51		18,07	1,61		27,27	26,34			100	250-294.4
237	Frb		22,18		4,89		17,82	1,56		28,22	24,19			100	250-294.4
238	Sp		35,29		3,76			60,96						100	250-294.4
239	Sp		35,36		3,81			60,83						100	250-294.4

Annexe E.3 : Minéraux de gangue

Spectre	Minéral	C	O	Si	Fe	Na	Mg	Al	K	Ca	Ti	Mn	Zn	Y	Nd	Sm	Gd	Dy	Total	Lame/Site
90	Am ind.		46,64	21,62	25,2			3,89	1,67				0,98						100	238-602.7/A
91	Am ind.		48,45	22,48	27,41				1,66										100	238-602.7/A
177	Ilm (incl.)		34,29		34,16						30,5	1,04							100	232-534.3_2/D07
187	Sid-Rho	15,13	39,04		21,91		7,57			1,33		15,02							100	209-158.7/I
188	Sid-Rho	14,91	38,8	0,07	19,67		8,74			1,59		16,21							100	209-158.7/I
189	Dol-Rho	15,57	39,49		8,09		7,76			15,97		13,13							100	209-158.7/I
190	Qz		53,06	46,77	0,17														100	209-158.7/I
191	Sid-Rho	15,03	38,99		15,65		7,07			2,02		21,24							100	209-158.7/I
192	Dol-Rho	15,9	39,97		7,77		7,27			16		13,09							100	209-158.7/I
193	Dol-Rho	18,15	29,93		3,71		31,49			15,33		1,39							100	209-158.7/I
194	Qz		53,46	46,54															100	209-158.7/I
195	Ser		44,01	21,1	2,86		7,02	16	9,01										100	209-158.7/I
196	Qz		53,2	46,8															100	209-158.7/I
199	Ank-Dol	16,91	46,31		8,98		7,12			19,92		0,75							100	259-520.1
200	Ank-Dol	17,03	46,33		9,36		6,99			19,52		0,78							100	259-520.1
201	Ank-Dol	16,98	46,44		8,87		7,25			19,71		0,75							100	259-520.1
202	Ank-Dol	17,24	47,06		8,31		7,32			19,15		0,92							100	259-520.1
203	Ank-Dol	17	46,52		9,29		7,1			19,33		0,76							100	259-520.1
204	Ank-Dol	17,37	46,5		8,99		7,1			19,39		0,66							100	259-520.1
205	Ab		47,42	32,85		8,57		11,16											100	259-520.1
206	Qz		53,53	46,47															100	259-520.1
207	Ab		48,16	32,84		8,12		10,87											100	259-228.3
208	Ser		47,11	23,54	1,96		1,09	17,46	8,54		0,3								100	259-228.3
209	Chl		45,35	14,66	19,02	1,3	7,05	12,53		0,09									100	259-228.3
210	(Y)-Allanite?		49,95	14,94		4,1		5,34		6,27				12,41	0,45	0,71	2,83	3	100	259-228.3
211	(Y)-Allanite?		51,5	16,53		4,79		5,84		5,6				10,91			2,37	2,46	100	259-228.3
212	(Y)-Allanite?		34,95	15,24		4,18		5,61		10,6				20,79	0,65		3,89	4,09	100	259-228.3
213	Qz		51,67	48,33															100	259-488.8
214	Cal	14,8	46,85		1,72					36,17		0,46							100	259-488.8
215	Orthose		51,23	48,77															100	259-488.8
216	Orthose		44,28	31,43		0,19		10,54	13,57										100	259-488.8
217	Orthose		44,29	31,48		0,13		10,5	13,6										100	259-488.8
218	Orthose		44,3	31,89		0,2		10,27	13,34										100	259-488.8
219	Orthose		44,4	31,36		0,19		10,53	13,51										100	259-488.8
221	Orthose		44,93	31,73		0,81		10,37	12,17										100	259-488.8
222	Qz		51,32	48,68															100	259-488.8
223	Orthose		44,92	31,94		0,4		10,22	12,51										100	259-488.8
224	Orthose		44,36	32,17		0,46		10,4	12,61										100	259-488.8
225	Orthose		44,39	32,01		0,22		10,2	13,17										100	259-488.8
226	Orthose		44,4	31,49		0,11		10,58	13,43										100	259-488.8
227	Orthose		45,13	31,95		0,12		10,06	12,74										100	259-488.8

Annexe F – Analyses au LA-ICP-MS (pyrites)

Annexe F.1 : Contrôle de la qualité des analyses

Élément	Mg	Si	S	S	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Se	Ag	Cd	In	Sn	Sb	Te	W	Au	Hg	Tl	Pb	Bi
Isotope	24,00	28,00	33,00	34,00	51,00	52,00	55,00	56,00	59,00	60,00	65,00	66,00	71,00	74,00	75,00	82,00	107,00	111,00	115,00	118,00	121,00	126,00	182,00	197,00	200,00	205,00	208,00	209,00
Limite de détection	0,12	89,94	644,79	262,82	0,02	0,25	0,31	0,34	0,00	0,11	0,08	0,31	0,00	0,03	0,16	1,15	0,00	0,03	0,00	0,04	0,01	0,05	0,00	0,00	0,07	0,00	0,01	0,00
MR utilisé pour la calibration	GSE	GSE	MASS1	MASS1	GSE	MASS1	MASS1	MASS1	GSE	GSE	GSE	GSE	MASS1	MASS1	MASS1	MASS1	GSE	MASS1	MASS1	MASS1	MASS1	MASS1	MASS1	LAF	MASS1	GSE	GSE	GSE
Valeur certifiée	21106,00	250994,00	276000	276000	440,00	65	280	156000	380,00	440,00	380,00	460,00	64	50	65	51	200,00	60	50	59	60	15	20	45,8	57	2,00	378,00	320,00
Variabilité	181,00	7011,00	1000	1000	20,00	11	80	1000	20,00	30,00	40,00	10,00	11	-	3	4	20,00	7	-	6	9	-	2	2,4	3	0,00	12,00	30,00
Taux d'erreur (%)	0,86	2,79	0,36	0,36	4,55	16,92	28,57	0,64	5,26	6,82	10,53	2,17	17,19		4,62	7,84	10,00	11,67		10,17	15,00		10,00		5,26	0,00	3,17	9,38
GSE																												
Valeur certifiée	21106,00	250994,00			440,00	400,00	590,00	98717,00	380,00	440,00	380,00	460,00	490,00	320,00	260,00	20,00	200,00	160,00	370,00	280,00	450,00		430,00	7,00		2,00	378,00	320,00
Variabilité	181,00	7011,00			20,00	80,00	20,00	2332,00	20,00	30,00	40,00	10,00	70,00	80,00	90,00	16,00	20,00	50,00	60,00	50,00	110,00		50,00	-		0,00	12,00	30,00
GSE-1.d	21110,00	251000,00			440,00	382,80	743,70	98020,00	380,00	440,00	380,00	460,00	510,00	292,00	355,00	66,20	200,00	217,60	293,90	305,00	337,00		416,00	6,12		2,00	378,00	320,00
GSE-2.d	21110,00	251000,00			440,00	384,20	722,60	98060,00	380,00	440,00	380,00	460,00	499,00	287,40	346,00	54,70	200,00	245,70	290,50	299,70	329,00		455,00	6,54		2,00	378,00	320,00
GSE-3.d	21110,00	251000,00			440,00	378,30	701,60	99070,00	380,00	440,00	380,00	460,00	506,00	297,20	351,00	55,10	200,00	256,30	302,20	312,00	339,00		448,00	6,72		2,00	378,00	320,00
GSE-1bis.d	21110,00	251000,00			440,00	367,70	688,10	98430,00	380,00	440,00	380,00	460,00	496,00	283,00	323,00	50,40	200,00	212,90	284,00	283,00	324,00		423,00	5,10		2,00	378,00	320,00
GSE-2.d	21110,00	251000,00			440,00	387,20	691,60	97310,00	380,00	440,00	380,00	460,00	508,00	285,50	334,20	50,00	200,00	262,70	303,40	318,00	337,00		433,00	6,60		2,00	378,00	320,00
GSE-3.d	21110,00	251000,00			440,00	393,80	689,40	97970,00	380,00	440,00	379,90	459,90	497,00	276,20	316,70	48,30	200,00	231,20	288,50	302,00	319,50		430,00	5,57		2,00	378,00	320,00
GSE-4.d	21110,00	251000,00			440,00	384,70	676,50	98130,00	380,00	440,00	380,00	460,00	512,00	291,20	344,00	52,60	200,00	222,10	301,00	305,10	331,00		437,00	6,60		2,00	378,00	320,00
GSE-5.d	21110,00	251000,00			440,00	384,90	668,00	97870,00	380,00	440,00	380,00	460,00	512,00	295,90	348,00	54,70	200,00	257,40	309,20	315,10	339,50		461,00	5,79		2,00	378,00	320,00
Médiane	21110,00	251000,00			440,00	384,45	690,50	98040,00	380,00	440,00	380,00	460,00	507,00	289,30	345,00	53,65	200,00	238,45	297,45	305,05	334,00		435,00	6,33		2,00	378,00	320,00
Écart type	0,00	0,00			0,00	7,54	24,73	500,31	0,00	0,00	0,04	0,04	6,70	6,99	13,77	5,53	0,00	19,73	8,66	10,96	7,42		15,66	0,59		0,00	0,00	0,00
Taux d'erreur (%)	0,00	0,00			0,00	1,96	3,58	0,51	0,00	0,00	0,01	0,01	1,32	2,42	3,99	10,32	0,00	8,28	2,91	3,59	2,22		3,60	9,34		0,00	0,00	0,00
Différence relative	0,02	0,00			0,00	-3,89	17,03	-0,69	0,00	0,00	0,00	0,00	3,47	-9,59	32,69	168,25	0,00	49,03	-19,61	8,95	-25,78		1,16	-9,57		0,00	0,00	0,00
Différence absolue	0,02	0,00			0,00	3,89	17,03	0,69	0,00	0,00	0,00	0,00	3,47	9,59	32,69	168,25	0,00	49,03	19,61	8,95	25,78		1,16	9,57		0,00	0,00	0,00
MASS1																												
Valeur certifiée			276000	276000	63	65	280	156000	60	97	134000	210000	64	50,00	65	51	50	60	50	59	60	15	20	47	57	50	68	60
Variabilité			1000	1000	10	11	80	1000	10	15	500	5000	11		3	4	5	7	-	6	9	-	2	-	3	-	7	-
MASS1-1.d			276000,00	276000,00	61,00	65,00	280,00	156000,00	69,90	114,60	140900,00	223100,00	64,00	50,00	65,00	51,00	68,30	60,00	50,00	59,00	60,00	15,00	20,00	43,30	57,00	76,00	88,60	68,30
MASS1-2.d			276000,00	276000,00	61,30	65,00	280,00	156000,00	70,80	120,40	144100,00	228800,00	64,00	50,00	65,00	51,00	69,40	60,00	50,00	59,00	60,00	15,00	20,00	51,00	57,00	72,10	83,40	64,90
MASS1-3.d			276000,00	276000,00	61,20	65,00	280,00	156000,00	71,30	126,00	140900,00	230900,00	64,00	50,00	65,00	51,00	66,30	60,00	50,00	59,00	60,00	15,00	20,00	51,10	57,00	71,40	78,80	66,00
MASS1-1.d			276000,00	276000,00	61,70	65,00	280,00	156000,00	71,40	118,40	152200,00	241600,00	64,00	50,00	65,00	51,00	69,80	60,00	50,00	59,00	60,00	15,00	20,00	52,50	57,00	82,70	82,30	68,50
MASS1-2.d			276000,00	276000,00	61,30	65,00	280,00	156000,00	69,00	112,60	146100,00	231200,00	64,00	50,00	65,00	51,00	65,10	60,00	50,00	59,00	60,00	15,00	20,00	56,00	57,00	71,30	79,60	67,30
MASS1-3.d			276000,00	276000,00	60,60	65,00	280,00	156000,00	71,30	115,00	144200,00	238900,00	64,00	50,00	65,00	51,00	66,10	60,00	50,00	59,00	60,00	15,00	20,00	52,70	57,00	75,70	80,80	67,00
MASS1-4.d			276000,00	276000,00	61,60	65,00	280,00	156000,00	69,50	117,40	149100,00	234000,00	64,00	50,00	65,00	51,00	67,70	60,00	50,00	59,00	60,00	15,00	20,00	51,30	57,00	75,90	79,00	65,80
MASS1-5.d			276000,00	276000,00	59,40	65,00	280,00	156000,00	71,20	116,30	142500,00	234000,00	64,00	50,00	65,00	51,00	63,80	60,00	50,00	59,00	60,00	15,00	20,00	57,40	57,00	68,30	77,50	65,10
Médiane			276000,00	276000,00	61,25	65,00	280,00	156000,00	71,00	116,85	144150,00	232600,00	64,00	50,00	65,00	51,00	67,00	60,00	50,00	59,00	60,00	15,00	20,00	51,90	57,00	73,90	80,20	66,50
Écart type			0,00	0,00	0,74	0,00	0,00	0,00	0,95	4,17	3985,33	5779,13	0,00	0,00	0,00	0,00	2,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	4,21	0,00	4,41	3,54	1,38
Taux d'erreur (%)			0,00	0,00	1,20	0,00	0,00	0,00	1,33	3,57	2,76	2,48	0,00	0,00	0,00	0,00	3,14	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	8,10	0,00	5,97	4,42	2,07
Différence relative			0,00	0,00	-2,78	0,00	0,00	0,00	0,00	18,33	20,46	7,57	10,76	0,00	0,00	0,00	34,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	10,43	0,00	47,80	17,94	10,83
Différence absolue			0																									

Élément	Mg	Si	S	S	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Se	Ag	Cd	In	Sn	Sb	Te	W	Au	Hg	Tl	Pb	Bi
Isotope	24,00	28,00	33,00	34,00	51,00	52,00	55,00	56,00	59,00	60,00	65,00	66,00	71,00	74,00	75,00	82,00	107,00	111,00	115,00	118,00	121,00	126,00	182,00	197,00	200,00	205,00	208,00	209,00
Limite de détection	0,12	89,94	644,79	262,82	0,02	0,25	0,31	0,34	0,00	0,11	0,08	0,31	0,00	0,03	0,16	1,15	0,00	0,03	0,00	0,04	0,01	0,05	0,00	0,00	0,07	0,00	0,01	0,00
MR utilisé pour la calibration	GSE	GSE	MASS1	MASS1	GSE	MASS1	MASS1	MASS1	GSE	GSE	GSE	GSE	MASS1	MASS1	MASS1	MASS1	GSE	MASS1	MASS1	MASS1	MASS1	MASS1	MASS1	LAF	MASS1	GSE	GSE	GSE
Valeur certifiée	21106,00	250994,00	276000	276000	440,00	65	280	156000	380,00	440,00	380,00	460,00	64	50	65	51	200,00	60	50	59	60	15	20	45,8	57	2,00	378,00	320,00
Variabilité	181,00	7011,00	1000	1000	20,00	11	80	1000	20,00	30,00	40,00	10,00	11	-	3	4	20,00	7	-	6	9	-	2	2,4	3	0,00	12,00	30,00
Taux d'erreur (%)	0,86	2,79	0,36	0,36	4,55	16,92	28,57	0,64	5,26	6,82	10,53	2,17	17,19		4,62	7,84	10,00	11,67		10,17	15,00		10,00		5,26	0,00	3,17	9,38
UQAC-FeS1																												
Valeur certifiée	340,00	25700,00	410000,00	410000,00	21,00	250,00	58,00	450000,00	637,00	25000,00	23000,00	275,00	10,00	3,00	1050,00	310,00	155,00	2,00	9,40	180,00	88,00	150,00	1500,00	65,00	20,00	0,30	90,00	120,00
Variabilité	34,00	1800,00	41000,00	41000,00	2,10	25,00	5,80	45000,00	47,00	1500,00	1300,00	27,50	1,00	0,30	105,00	42,00	15,50	0,20	1,10	18,00	1,80	15,00	150,00	6,50	2,00	0,03	9,00	20,00
FeS1-22-1.d	264,00	25990,00	404800,00	399200,00	20,21	239,00	55,50	448000,00	601,00	23000,00	22320,00	250,00	9,10	3,24	1189,00	304,70	192,00	1,85	8,02	190,00	79,00	135,10	927,00	82,00	24,30	0,45	99,50	142,00
FeS1-22-2.d	240,00	26500,00	409700,00	405800,00	19,33	254,00	53,20	446900,00	606,00	22330,00	22610,00	247,00	9,40	3,31	1156,00	301,90	170,30	2,06	8,07	175,00	86,30	139,40	950,00	62,40	17,80	0,32	91,90	118,70
UQC-FeS1-22-3.d	314,00	24470,00	404100,00	405000,00	20,47	238,00	57,50	450500,00	611,00	22540,00	21280,00	291,00	9,08	3,26	1162,00	308,90	152,20	2,14	7,96	171,00	77,10	127,40	770,00	67,20	34,00	0,34	85,20	120,30
UQC-FeS1-22-1.d	310,00	27500,00	374600,00	373100,00	21,01	222,00	66,70	450000,00	649,00	25130,00	22400,00	291,00	9,13	3,37	1092,00	276,40	165,70	2,10	7,84	159,60	81,50	128,00	921,00	64,00	11,90	0,42	95,30	123,70
UQC-FeS1-22-2.d	264,00	26170,00	399800,00	402100,00	21,35	240,20	51,50	443700,00	591,00	21340,00	22320,00	284,00	8,94	3,47	1110,00	288,40	155,90	2,09	8,20	183,00	73,20	125,60	837,00	69,90	20,10	0,34	87,70	128,00
UQC-FeS1-22-3.d	334,00	25080,00	385300,00	385900,00	21,30	288,00	76,60	449600,00	685,00	26900,00	24140,00	372,00	9,23	3,35	1112,00	297,20	169,10	2,77	8,41	184,00	90,00	130,90	867,00	64,80	11,90	0,35	106,00	124,30
UQC-FeS1-22-4.d	297,00	26600,00	377300,00	387200,00	21,01	252,00	55,10	455700,00	605,70	23630,00	22690,00	239,00	9,45	3,21	1122,00	294,70	161,70	1,79	8,25	170,00	83,20	132,50	817,00	69,20	49,00	0,39	90,30	123,00
UQC-FeS1-22-5.d	274,00	29600,00	425400,00	406100,00	21,00	266,00	45,40	447800,00	623,00	23800,00	23160,00	324,00	9,59	3,43	1163,00	301,40	160,40	2,44	8,80	174,00	70,40	130,00	961,00	60,40	32,60	0,38	92,50	116,30
Médiane	285,50	26335,00	401950,00	400650,00	21,01	246,10	55,30	448800,00	608,50	23315,00	22505,00	287,50	9,18	3,33	1139,00	299,30	163,70	2,10	8,14	174,50	80,25	130,45	894,00	66,00	22,20	0,37	92,20	123,35
Écart type	31,63	1564,12	17363,98	12122,82	0,68	20,23	9,71	3452,43	31,03	1751,48	813,35	44,57	0,22	0,09	33,72	10,33	12,23	0,32	0,30	9,59	6,55	4,50	69,10	6,71	12,73	0,05	6,67	7,93
Taux d'erreur (%)	11,08	5,94	4,32	3,03	3,24	8,22	17,56	0,77	5,10	7,51	3,61	15,50	2,40	2,77	2,96	3,45	7,47	15,12	3,73	5,50	8,16	3,45	7,73	10,16	57,33	12,70	7,24	6,43
Différence relative	-16,03	2,47	-1,96	-2,28	0,02	-1,56	-4,66	-0,27	-4,47	-6,74	-2,15	4,55	-8,20	11,00	8,48	-3,45	5,61	4,75	-13,46	-3,06	-8,81	-13,03	-40,40	1,54	11,00	21,67	2,44	2,79
Différence absolue	16,03	2,47	1,96	2,28	0,02	1,56	4,66	0,27	4,47	6,74	2,15	4,55	8,20	11,00	8,48	3,45	5,61	4,75	13,46	3,06	8,81	13,03	40,40	1,54	11,00	21,67	2,44	2,79
JBL5																												
Valeur certifiée			397621,00	397621,00			6773,00	579258,00	0,28	10675,00	208,00				79,00	47,27	53,00	0,13		0,34	61,30	44,00		35,90	1,38		71,50	76,10
Variabilité			1413,00	1413,00			107,00	2024,00	0,02	113,00	24,00				11,00	13,39	4,90	0,04		0,03	7,30	3,00		4,80			4,50	2,90
JB5-1.d			312000,00	310000,00			6690,00	468000,00	0,33	9050,00	172,30				47,90	54,70	46,80	0,10		4,20	39,20	22,90		23,90	0,35		54,40	59,90
JB5-2.d			334100,00	333000,00			6680,00	485000,00	0,36	9400,00	184,00				50,40	49,80	49,10	0,16		3,31	41,90	23,40		27,80	0,44		57,80	59,10
JB5-3.d			337900,00	333900,00			6430,00	463000,00	0,20	9380,00	166,80				44,90	52,10	45,50	0,14		2,12	41,30	22,70		30,50	0,52		59,10	61,10
JB5-1bis.d			313000,00	313000,00			6340,00	471000,00	0,42	9750,00	188,00				46,30	50,40	47,00	0,19		6,00	43,00	23,30		28,20	0,37		62,50	63,80
JB5-2.d			351000,00	345000,00			6250,00	499000,00	1,78	8720,00	350,00				50,60	49,80	52,10	0,50		8,20	45,50	23,40		49,20	0,62		75,00	80,30
JB5-3.d			334000,00	323000,00			6450,00	493000,00	0,36	9030,00	186,00				44,60	53,20	49,00	0,08		1,30	42,80	24,20		31,90	0,51		62,10	64,80
JB5-4.d			308000,00	304000,00			6700,00	497000,00	0,16	9110,00	201,00				48,00	57,40	48,80	0,11		2,30	43,20	25,50		25,20	0,54		58,40	60,70
JB5-5.d			358000,00	344000,00			6015,00	466000,00	0,41	9390,00	176,00				49,30	54,50	49,50	0,17		2,60	43,70	23,90		29,90	0,52		62,80	66,90
Médiane			334050,00	328000,00			6440,00	478000,00	0,36	9245,00	185,00				47,95	52,65	48,90	0,15		2,96	42,90	23,40		29,05	0,51		60,60	62,45
Écart type			18551,93	15647,27			243,33	14897,27	0,52	314,93	60,32				2,32	2,73	2,03	0,13		2,31	1,85	0,89		7,89	0,09		6,15	6,89
Taux d'erreur (%)			5,55	4,77			3,78	3,12	145,96	3,41	32,61				4,84	5,18	4,15	87,87		78,16	4,31	3,79		27,15	17,56		10,15	11,03
Différence relative			-15,99	-17,51			-4,92	-17,48	28,39	-13,40	-11,06				-39,30	11,38	-7,74	16,92		769,12	-30,02	-46,82		-19,08	-62,72		-15,24	-17,94
Différence absolue			15,99	17,51			4,92	17,48	28,39	13,40	11,06				39,30	11,38	7,74	16,92		769,12	30,02	46,82		19,08	62,72		15,24	17,94

Annexe F.2 : Résultats d'analyses des pyrites de B26

		Élément	Mg	Si	S	S	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Se	Ag	Cd	In	Sn	Sb	Te	W	Au	Hg	Tl	Pb	Bi		
		Isotope	24	28	33	34	51	53	55	56	59	60	65	66	71	74	75	82	107	111	115	118	121	126	182	197	200	205	208	209		
		Limite de détection	0,12	89,94	644,79	262,82	0,02	0,22	0,31	0,34	0,00	0,11	0,08	0,31	0,00	0,03	0,16	1,15	0,00	0,03	0,00	0,04	0,01	0,05	0,00	0,00	0,07	0,00	0,01	0,00		
	MR utilisé pour la calibration		GSE	GSE	MASS1	MASS1	GS E	GSE	MASS 1	MASS1	GSE	GSE	GSE	GSE	MASS 1	MASS 1	MASS1	MASS 1	GSE	MASS 1	MASS 1	MASS 1	MASS 1	MASS 1	MASS 1	LAF	MASS 1	GSE	GSE	GSE		
	Valeur certifiée		21106	250994	276000	276000	440	400,00	280	156000	380,00	440,00	380,00	460,00	64	50	65	51	200,00	60	50	59	60	15	20	45,8	57	2,00	378,00	320,00		
	Variabilité		181,00	7011,00	1000	1000	20,0	80,00	80	1000	20,00	30,00	40,00	10,00	11	-	3	4	20,00	7	-	6	9	-	2	2,4	3	0,00	12,00	30,00		
	Taux d'erreur (%)		0,86	2,79	0,36	0,36	4,55	20,00	28,57	0,64	5,26	6,82	10,53	2,17	17,19		4,62	7,84	10,00	11,67		10,17	15,00	10,00		5,26	0,00	3,17	9,38			
Nom	T	Texture																														
23-144-A3-p1	1	xéno, ss incl	1,06	48,00	486000,00	464000,00	0,12	0,25	0,59	473000,00	2570,00	145,40	688,00	0,45	0,01	0,28	0,11	56,30	182,30	0,68	0,01	0,47	29,60	0,06	0,00	0,009	0,09	0,37	695,00	36,90		
23-144-A3-p2	1	xéno, ss incl	0,14	110,00	472000,00	448000,00	0,10	0,03	0,26	465000,00	3495,00	133,70	209,00	0,74	0,01	0,30	0,20	54,00	235,00	1,82	0,01	0,73	53,20	0,01	0,00	0,004	0,13	0,77	1910,00	69,20		
23-144-A3-L1	1	xéno, ss incl	1,85	157,00	498000,00	476000,00	0,10	0,08	0,79	461700,00	2031,00	122,90	185,00	1,15	0,02	0,39	0,29	76,10	127,40	0,53	0,01	0,26	10,19	0,06	0,00	0,008	0,13	0,50	599,00	410,00		
239-1112-C26-P1	1	xéno, ss incl	1,41	63,00	471000,00	453000,00	0,08	0,26	1,72	474000,00	1894,00	135,90	555,00	0,47	0,02	7,11	0,00	1390,00	66,60	1,32	1,04	22,00	0,78	0,09	0,34	0,015	0,18	18,30	1239,00	19,30		
239-1112-C26-P2	1	xéno, ss incl	8,50	117,00	491000,00	454000,00	0,09	0,15	6,01	466000,00	2310,00	135,70	385,00	0,94	0,02	2,54	0,02	500,00	94,20	3,73	1,30	20,90	0,46	0,01	0,77	0,005	0,12	26,20	2770,00	12,60		
239-1112-C26-P3	1	xéno, ss incl	13,30	72,00	463000,00	458000,00	0,12	0,06	3,14	466000,00	1817,00	135,70	442,00	0,85	0,02	4,95	0,13	927,00	102,30	2,87	1,01	18,00	0,57	0,07	0,48	0,004	0,20	27,10	2340,00	62,30		
239-1112-C26-P4	1	xéno, ss incl	1,97	37,00	478000,00	449000,00	0,05	0,30	1,56	486000,00	1606,00	96,20	1480,00	0,42	0,03	3,72	0,06	730,00	112,30	1,37	0,63	21,60	1,40	0,04	1,31	0,001	0,12	15,00	2990,00	31,00		
239-1112-C26-L1	1	xéno, ss incl	39,00	543,00	512000,00	497000,00	0,14	0,46	3,67	461000,00	3920,00	244,00	1020,00	2,48	0,03	6,43	0,42	1302,00	181,50	2,69	0,82	12,20	1,28	0,13	0,82	0,058	0,33	40,00	3730,00	102,00		
86-206-B03-L1b	1	auto, ss incl	38,90	560,00	597000,00	581000,00	0,26	0,31	8,10	476000,00	425,00	12,50	50,00	12,50	0,35	0,47	534,00	77,80	0,59	0,05	0,01	1,14	0,07	0,05	0,03	0,025	0,33	0,01	11,10	5,50		
86-206-B03-L2b	1	auto, ss incl	35,00	312,00	620000,00	580000,00	0,17	0,34	30,00	486000,00	416,00	18,90	32,00	4,30	0,14	0,48	738,00	87,60	0,54	0,03	0,01	0,67	0,21	0,05	0,03	0,107	0,35	0,00	14,10	13,40		
86-206-B03-P1b	1	auto, ss incl	6,00	117,00	569000,00	516000,00	0,07	0,14	1,74	479000,00	269,00	2,86	2340,00	2110,00	0,03	0,69	1610,00	117,00	9,50	9,10	1,19	2,95	1,45	0,03	0,00	0,770	0,26	0,04	202,00	105,00		
86-206-B03-L3b	1	auto, cœur poreux	144,00	610,00	536000,00	533000,00	0,07	0,23	11,50	480000,00	149,00	3,28	2950,00	2570,00	0,26	0,52	1330,00	95,30	14,50	11,50	2,35	15,40	1,40	0,06	0,13	1,610	0,27	0,04	74,90	38,90		
86-206-C01-L1	1	nodu, bordure	66,00	720,00	524000,00	523000,00	0,13	0,24	17,70	473000,00	171,00	9,00	244,00	790,00	1,30	0,74	2440,00	106,00	13,60	2,13	0,13	7,50	15,10	0,06	0,06	1,210	0,24	0,07	1670,00	146,00		
86-206-C01-L2	1	nodu, cœur, incl-	460,00	1750,00	533000,00	532000,00	0,16	0,45	48,40	462000,00	292,00	14,80	1900,00	1000,00	1,21	1,70	2220,00	223,00	27,10	3,09	0,27	2,84	22,10	0,05	0,21	0,928	0,26	0,17	3540,00	1370,00		
235-150.1-A02-L1	1	xéno, ss incl	6,60	155,00	499000,00	486000,00	0,07	0,28	1,02	465000,00	1930,00	31,71	2222,00	510,00	0,01	0,59	0,11	105,00	539,00	5,70	0,04	1,05	3,41	0,04	0,10	0,009	0,26	0,62	605,00	16,10		
198-248.8-A02-L2	1	xéno, ss incl	2,29	-30,00	503000,00	513000,00	0,04	0,20	0,02	499000,00	1990,00	28,10	2190,00	0,65	0,01	1,17	0,04	195,00	257,00	1,96	0,00	0,35	3,57	0,05	0,06	0,006	0,05	0,35	257,00	22,10		
198-248.8-A02-L3	1	xéno, ss incl	7,50	62,00	508000,00	522000,00	0,08	0,15	1,13	488000,00	1789,00	26,30	2220,00	1460,00	0,02	2,49	0,07	475,00	215,00	8,40	0,04	1,19	5,81	0,03	0,05	0,012	0,09	0,22	216,00	42,80		
198-248.8-A02-L4	1	xéno, bordure	2,70	70,00	527000,00	527000,00	0,08	0,15	0,52	491000,00	1580,00	22,10	2020,00	2,10	0,02	0,02	0,01	3,40	169,00	1,46	0,00	0,68	0,51	0,13	0,07	0,014	0,04	0,23	171,00	6,60		
198-248.8-A02-L4	1	xéno, cœur	5,00	96,00	486000,00	475000,00	0,09	0,25	0,80	455000,00	1530,00	18,10	1660,00	3,80	0,01	0,10	0,10	18,40	23,80	0,40	0,00	0,14	0,55	0,04	0,02	0,002	0,03	0,05	29,00	0,53		
259-442.3-B01-L1	2	auto, incl+	2,15	960,00	495300,00	495800,00	0,07	0,18	4,73	460300,00	590,00	46,40	569,00	28,10	0,03	0,23	1101,00	34,60	220,00	3,29	0,19	0,85	85,00	0,07	0,27	0,056	0,61	2,34	46700,00	223,00		
259-442.3-D01-L1	2	nodu, cœur, incl+	45,60	1850,00	504000,00	499000,00	0,07	0,13	2,84	466000,00	975,00	68,10	4100,00	1390,00	1,22	0,43	4290,00	38,80	234,00	7,30	1,70	8,82	73,70	0,05	0,03	0,169	0,29	1,23	22700,00	64,00		
259-442.3-D01-L1	2	nodu, bord., ss incl	26,																													

		Élément																												
		Mg	Si	S	S	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Se	Ag	Cd	In	Sn	Sb	Te	W	Au	Hg	Tl	Pb	Bi	
	Isotope	24	28	33	34	51	53	55	56	59	60	65	66	71	74	75	82	107	111	115	118	121	126	182	197	200	205	208	209	
	Limite de détection	0,12	89,94	644,79	262,82	0,02	0,22	0,31	0,34	0,00	0,11	0,08	0,31	0,00	0,03	0,16	1,15	0,00	0,03	0,00	0,04	0,01	0,05	0,00	0,00	0,07	0,00	0,01	0,00	
MR utilisé pour la calibration		GSE	GSE	MASS1	MASS1	GS E	GSE	MASS 1	MASS1	GSE	GSE	GSE	GSE	MASS 1	MASS 1	MASS1	MASS 1	GSE	MASS 1	MASS 1	MASS 1	MASS 1	MASS 1	MASS 1	LAF	MASS 1	GSE	GSE	GSE	
	Valeur certifiée	21106	250994	276000	276000	440	400,0 0	280	156000	380,00	440,00	380,00	460,00	64	50	65	51	200,00	60	50	59	60	15	20	45,8	57	2,00	378,00	320,0 0	
	Variabilité	181,00	7011,00	1000	1000	20,0	80,00	80	1000	20,00	30,00	40,00	10,00	11	-	3	4	20,00	7	-	6	9	-	2	2,4	3	0,00	12,00	30,00	
	Taux d'erreur (%)	0,86	2,79	0,36	0,36	4,55	20,00	28,57	0,64	5,26	6,82	10,53	2,17	17,19		4,62	7,84	10,00	11,67		10,17	15,00		10,00		5,26	0,00	3,17	9,38	
Nom	T	Texture																												
250-294.4-E02-L3	5	auto, cœur incl- (Gl)	18,30	261,00	477000,00	456000,00	0,05	0,21	379,00	453000,00	71,70	33,20	8000,00	790,00	0,17	0,07	582,00	1,72	1150,00	19,10	0,05	7,10	249,00	0,04	1,41	0,077	0,18	1,22	15400,00	0,31
250-294.4-E02-L4	5	auto, cœur incl-	85,30	1980,00	525000,00	514000,00	0,07	0,10	0,95	476000,00	27,50	28,20	40,00	55,00	1,19	0,36	935,00	0,46	19,10	0,54	0,00	1,32	2,26	0,07	0,06	0,001	0,11	0,14	80,00	0,00
250-294.4-E02-L5	5	auto, cœur incl-	26,00	323,00	520000,00	502000,00	0,05	0,08	45,70	482000,00	163,00	29,00	950,00	23,90	0,24	0,05	298,00	0,64	64,00	0,66	0,01	0,85	15,90	0,06	0,34	0,005	0,12	0,12	810,00	0,01
250-294.4-E02-L5	5	auto, cœur incl- (Gl)	228,00	111,00	550000,00	526000,00	0,05	0,16	48,10	477000,00	120,00	37,60	1020,00	860,00	0,03	0,04	456,00	5,50	570,00	15,50	0,03	1,50	189,00	0,10	0,03	0,021	0,16	0,14	46000,00	0,80
250-294.4-E02-L5	5	auto, ss incl	2,80	163,00	567000,00	549000,00	0,07	0,18	0,48	476000,00	160,00	91,40	3,40	13,00	0,09	0,01	508,00	1,07	1,22	0,02	0,00	0,02	0,31	0,15	0,01	0,001	0,14	0,01	22,40	0,01
259-451.9-C03-L1	5	nodu, cœur, incl-	142,00	629,00	489000,00	470000,00	0,06	0,19	5,80	446000,00	470,00	43,90	950,00	5300,00	0,33	0,25	1320,00	38,50	127,00	29,00	0,12	2,98	60,20	0,14	0,01	0,047	0,22	0,29	2670,00	2,90
259-451.9-C03-L2	5	nodu, cœur, incl-	930,00	1930,00	483000,00	493000,00	0,09	0,25	87,00	472000,00	1350,00	113,00	1040,00	8600,00	0,08	0,28	4550,00	34,00	116,00	56,00	0,15	2,18	114,50	0,09	0,09	0,112	0,10	0,80	4310,00	3,05
259-451.9-C03-L3	5	nodu, bordure, incl-	900,00	1760,00	489000,00	474000,00	0,06	0,17	173,00	461000,00	1545,00	158,70	3050,00	900,00	0,21	0,88	6080,00	131,00	148,00	5,90	0,04	3,60	161,10	0,04	0,02	0,113	0,09	0,75	17800,00	16,80
259-451.9-D01-L1	5	auto, ss incl	10,90	274,00	609000,00	633000,00	0,08	0,33	2,55	509000,00	950,00	151,00	19,00	54,00	0,02	0,13	1000,00	17,40	1,00	0,35	0,00	0,10	0,10	0,06	0,00	0,001	0,15	0,02	14,90	0,01
259-451.9-D01-L2	5	auto, ss incl	6,60	165,00	513000,00	521000,00	0,06	0,12	2,11	446000,00	393,00	115,00	4,00	11,30	0,01	0,10	542,00	15,10	0,05	0,09	0,00	0,07	0,06	0,05	0,00	0,021	0,12	0,01	12,50	0,01
259-451.9-D01-L3	5	auto, ss incl	9,70	660,00	529000,00	531000,00	0,12	0,30	2,66	456000,00	659,00	104,50	5,80	19,00	33,00	2,70	793,00	13,70	0,31	0,06	0,02	0,06	0,20	0,03	0,08	0,001	0,15	0,01	40,00	0,01
259-451.9-D01-L4	5	auto, ss incl	8,38	156,00	578000,00	588000,00	0,08	0,17	2,31	478000,00	1980,00	47,30	5,20	16,00	0,01	0,09	1039,00	14,40	0,08	0,08	0,00	0,05	0,06	0,04	0,01	0,002	0,16	0,02	15,30	0,01
259-451.9-D01-L5	5	auto, ss incl	7,55	140,00	599000,00	587000,00	0,09	0,16	3,40	487000,00	723,00	143,00	5,20	22,20	0,01	0,11	957,00	14,60	0,09	0,14	0,00	0,06	0,04	0,02	0,01	0,004	0,13	0,02	16,80	0,00
259-451.9-D01-L6	5	auto, ss incl	8,38	154,00	531000,00	538000,00	0,07	0,57	3,22	467000,00	807,00	147,00	4,40	19,90	0,01	0,11	952,00	12,66	0,07	0,12	0,00	0,06	0,03	0,06	0,00	0,002	0,09	0,01	12,20	0,00
266-666.7-D07-L1	5	cœur, ss incl	3,99	66,00	477000,00	462000,00	0,05	0,16	225,00	458200,00	17,30	84,50	49,40	9,68	0,10	0,37	1109,00	0,52	27,80	0,04	0,00	0,13	23,60	0,01	0,25	0,044	0,20	9,98	151,00	1,42
266-666.7-D07-L2	5	bordure, ss incl	7,50	77,00	555000,00	537000,00	0,06	0,04	47,00	455000,00	462,00	225,00	210,00	400,00	0,05	0,10	908,00	7,00	25,30	2,60	0,01	0,42	13,90	0,05	0,10	0,069	0,20	3,84	330,00	3,90
266-666.7-D07-L3	5	cœur, ss incl	3,26	90,00	476000,00	470000,00	0,06	0,20	193,50	464500,00	16,10	72,70	37,80	8,61	0,14	0,35	1005,00	0,84	21,90	0,01	0,00	0,14	15,50	0,04	0,18	0,026	0,23	8,38	250,00	1,82
266-666.7-D07-L4	5	bordure, auto, ss incl	5,90	60,00	546000,00	562000,00	0,04	0,06	63,00	486000,00	484,00	282,00	13,00	1,15	0,00	0,08	753,00	4,60	3,90	0,04	0,00	0,07	5,70	0,04	0,06	0,000	0,06	0,20	13,80	1,04
266-666.7-D07-L4	5	bordure/cœur, ss incl	74,00	520,00	501000,00	522000,00	0,09	0,20	1370,00	487000,00	228,00	153,00	430,00	28,00	0,12	0,31	826,00	8,30	60,00	0,29	0,00	1,07	27,50	0,13	0,28	0,069	0,12	4,00	1370,00	8,50
266-666.7-D07-L4	5	cœur, incl-	5,80	320,00	519000,00	513000,00	0,05	0,62	304,00	469000,00	34,50	142,00	89,90	57000,00	0,16	0,36	785,00	5,90	49,70	273,00	0,64	0,48	44,20	0,03	0,29	0,056	0,31	1,05	176,00	2,30
266-666.7-D07-L4	5	cœur, ss incl	3,30	60,00	500000,00	490000,00	0,10	0,08	214,00	465000,00	30,00	129,80	50,90	7,60	0,18	0,48	896,00	0,60	37,00	0,10	0,00	0,11	38,70	0,08	0,34	0,077	0,31	1,61	164,00	1,90
266-666.7-D11-L1	5	auto, ss incl	3,50	2100,00	547000,00	527000,00	0,07	0,23	0,26	452000,00	334,00	120,00	350,00	5,90	0,01	0,06	1980,00	6,00	21,90	0,11	0,00	0,20	25,10	0,09	0,00	0,058	0,13	0,60	1680,00	5,15
266-666.7-D11-L2	5	cœur, incl-	4,60	-20,00	526000,00	534000,00	0,09	0,16	2,58	491000,00	199,00	109,00	1220,00	3000,00	0,41	0,33	5710,00	46,00	267,00	19,10										